

TENGERALJZATI HIDROTERMÁS FOLYAMATOK ÉS KÖZETÁTALAKULÁSI JELENSÉGEK VIZSGÁLATA A SZARVASKŐI BAZALTBAN

TDK-dolgozat
Geológus szak M.Sc. I. évfolyam

Készítette: *Pásztor Domokos*
Témavezető: *Kiss Gabriella*



Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Ásványtani Tanszék
Budapest, 2011

Tartalomjegyzék

1	Bevezetés	3
2	Földtani háttér.....	4
2.1	A Bükk a Kárpát-medencében.....	4
2.2	Magmás kifejlődések Szarvaskőnél	7
3	Analitikai módszerek	9
4	Eredmények.....	10
4.1	Terepi megfigyelések	10
4.2	Makroszkópos és sztereomikroszkópos megfigyelések.....	12
4.3	Petrográfiai és röntgenpordiffrakciós vizsgálatok eredményei	15
4.3.1	Párnabazalt (SZK110714.4 és 060808.2).....	15
4.3.2	Szulfidos járatok fala (SZK110714.1.C és SZK110714.2.C)	19
4.3.3	Szulfidos törmelék (060808.3)	19
4.3.4	Párnák közti anyag (SZK110714.3)	20
4.3.5	Dolerit (060808.4)	20
4.4	Pásztázó elektronmikroszkópos petrográfiai megfigyelések és mérések.....	23
4.4.1	Párnabazalt (SZK110714.4)	23
4.4.2	Szulfidos törmelék (060808.3)	27
5	Értelmezés	29
5.1	A feltárás vulkanológiai fáciesbe és földtani környezetbe való besorolása.....	29
5.2	Az ásványos összetétel értelmezése	31
5.3	A szövet értelmezése	32
5.4	A gránátok kialakulása.....	34
6	Összefoglalás	37
7	Köszönetnyilvánítás.....	38
8	Irodalomjegyzék	39
9	Mellékletek.....	41

1 Bevezetés

Az világ óceánjainak közeteit kialakító magmás és hidrotermás folyamatokat kiemelkedően nagy figyelem övezi. Ez többek között köszönhető ezen folyamatok még nem teljesen ismert voltának, illetve az ilyen folyamatok révén kialakult nyersanyagtelepek gazdasági jelentőségének is. E folyamatok vizsgálata részben recens példákon történik, részben pedig a múltban létezett, egykor volt óceáni kőzetek ma már kontinenseken megtalált maradványain.

Ehhez hasonló magmás kőzetek előfordulnak Magyarország területén is; többek között ilyen a Szarvaskő környékén található jura időszerű magmás komplexum is. E kifejlődés párnaláva sorozatot is tartalmaz (Szarvaskői Bazalt F.) a nagy területen elterjedt gabbró (Tardosi Gabbró F.) és a ritka ultramafikus kőzetek mellett (Pelikán, 2005). A sorozat képződése a Neotethys szubdukciójához kapcsolódó ívmögötti medence kialakulásához köthető (Harangi et al., 1996).

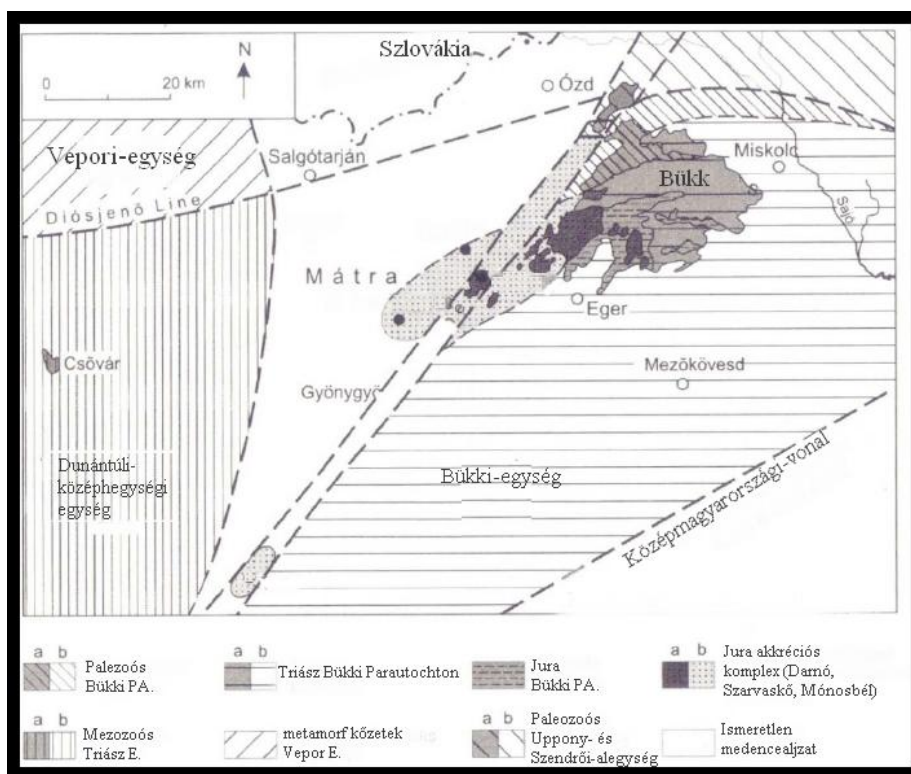
Vizsgálataim tárgyát egy a Szarvaskőtől 1 km-re északnyugatra található, részben mesterséges feltárás párnalávái alkotják, ahol a kőzetekben a szarvaskői bazaltban nem jellemző- szulfid ásvánnyal töltött járatokra, üregekre bukkanunk. A terepi, makroszkópos, valamint sztereomikroszkópos megfigyelések után polarizációs mikroszkópos megfigyeléseket tettem, amit kiegészítettünk röntgen pordiffrakciós és pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokkal. A munka elsődleges célja a kibukkanás tengeralatti vulkáni fáciesbe sorolása után, a benne megfigyelhető szulfidos járatok, valamint a kőzetet átalakító folyamatok rekonstruálása volt. A kutatás során felmerült további érdekes kérdések, így például a bazaltban megjelenő gránát, vagy cirkon eredetére vonatkozó megválaszolása új irányvonalat is vitt a munkába.

Az elvégzett vizsgálatok által többet tudhatunk meg nemcsak a térség földtani tulajdonságairól, hanem az egykori óceáni aljzaton történt folyamatokról is. Mindezzel együtt maradtak nyitott kérdések, amik további kutatási irányt rajzolnak ki.

2 Földtani háttér

2.1 A Bükk a Kárpát-medencében

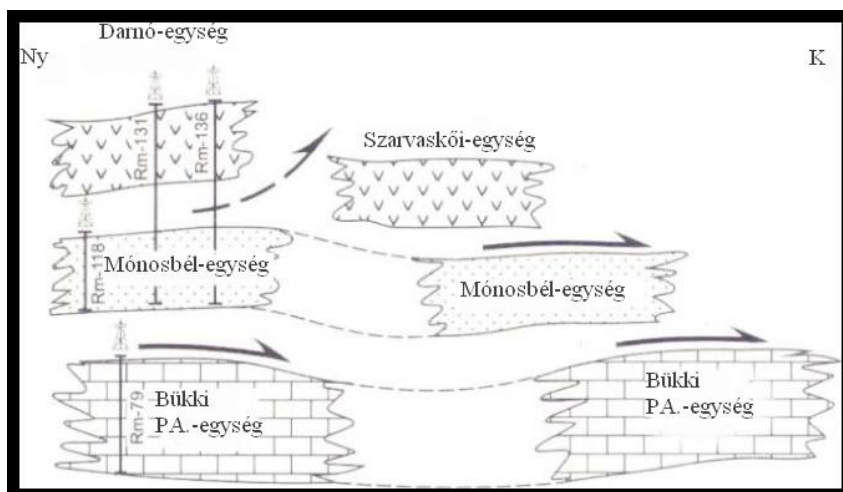
A Kárpát-medence geológiailag igen sokszínű, mozaikszerű felépítésű, benne a késő-paleozoós, illetve mezozoós kőzetek csak elszórtan bukkannak ki a felszínre; zömmel a hegységekben, de a neogén és kvarter üledékek alatt a medence aljzatában is megtalálhatóak. A térséget elsősorban két mikrolemmez határozza meg: az ALCAPA (az „Alpi, Kárpáti, Pannon” angolszász megfelelőjéből) és a Tisza blokkok (Csontos, 1995). A két nagy egységet a délnyugat-északkeleti csapásirányú Közép-magyarországi-vonal választja el egymástól, ettől északnyugatra helyezkedik el az Alcapa blokk, délkeletre pedig a Tiszai-egység. Az Alcapa-egységet további alegységekre lehet bontani, mint a Nyugati-Kárpátok, Keleti-Alpok, illetve a Pannon-medence északnyugati része, így ide tartozik a Pelsoi-egység is. Ez utóbbi szintén több részre osztható föl, mint a Dunántúli-középhegységi-egység, Száva és Aggteleki-egység, illetve a Bükki-egység (Haas, 2001). A legújabb vizsgálati eredmények alapján a Bükk-hegység a Dinaridáknak a Közép-magyarországi-vonal mentén való mintegy 400 km-es eltolódást szenvedett darabjaként értelmezhető, egységei jórészt az ott megjelenőkkel korrelálhatóak (1.ábra) (Haas és Kovács, 2001; Kovács et al. 2008, Kiss et al., 2011).



1. ábra A Bükk elhelyezkedése Északkelet-Magyarországon. Egyszerűsített pre-tercier földtani térkép (Kovács et al., 2008 után módosítva)

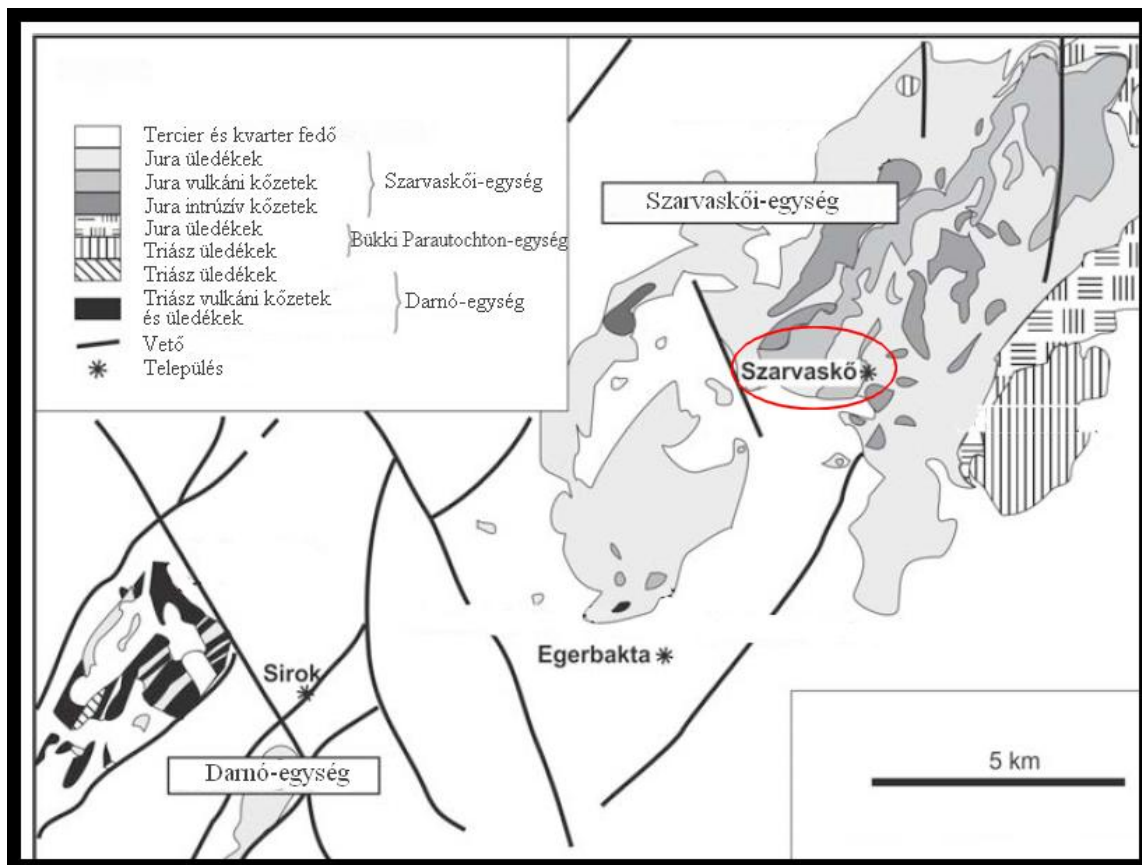
A Bükki-egység szerkezeti egységeit a Bükki Parautochton és az erre települő takarók szinform-szerű szerkezete jellemzi (Csontos, 2000). A Parautochton legidősebb kőzetegyüttese variszkuszi eredetű flis-összletek a karbon időszakból, míg a permtől a Neotethys déli peremén lévő folyamatos üledékképződésnek köszönhetően karbonátplatform sorozatokat találunk a mezozoikum közepéig. A platform egyes részei a triász közepén megsüllyedtek, ezért mélyebb medencék üledékeit, illetve andezites mészsalkáli vulkanitokat, illetve a jurától mélytengeri üledékeket figyelhetünk meg a területen. A parautochton felett megtalálható Mónosbéli-egység jura, elsősorban lejtő-eredetű törmelékes üledékes kőzeteket tartalmaz, a Szarvaskői-egységben jura időszaki, nem teljes ofiolitos sorozat figyelhető meg társult üledékes kőzetekkel, míg a Darnói-egységben triász-jura, vulkáni és üledékes kőzetek figyelhetőek meg (Haas és Kovács, 2001; Kovács et al., 2008).

A Bükk magmás képződményei piroklasztitokkal, illetve lávafolyásokkal kezdődnek a triászban; ez elsősorban porfiros szövetű metabazalt, metaandezit, illetve metariolitként jelenik meg a hegység keleti felében. A Bükk délnyugati részében ezzel szemben mafikus és ultramafikus kőzetek találhatók olisztolitként, egy olisztosztróma melanzsban. Ennek az ún. Mónosbéli Komplexumnak a mátrixa középső triász-középső jura radioralitos turbiditekből áll (Harangi et al., 1996). A triász-jura Darnói-egység, a jura Szarvaskői-egység és a szintén jura Mónosbéli-egység ennek a komplexumnak a részeként értelmezhető, egymásra tolt pikkelyek vagy takarók formájában, miszerint a Darnó-Szarvaskői egység rátolódott a Mónosbéli-egységre, majd ezek együtt a Bükki-parautochtonra (2.ábra) (Haas és Kovács, 2001, Kovács et al. 2008).



2. ábra Tektonikus rekonstrukció a Bükki-egységről (Kovács et al., 2008 után módosítva).

A Bükk triász-jura magmás képződményeinek fejlődéstörténete meglehetősen bonyolult, értelmezésére több, egymástól kisebb-nagyobb mértékben eltérő modell született. Balla et al. (1980) szerint a magmás kifejlődések ugyanannak a folyamatnak eltérő stádiumait jelölik, így a hegység északkeleti részében található metavulkanitok egy kontinentális riftesedéshez, a Darnó-hegy magmás képződményei egy előrehaladott óceáni riftesedéshez, a self peremétől távolabb, a szarvaskői bázitok pedig közelebb, a kettő közti átmenethez köthetők. Ezzel szemben többek, így például Kubovics et al. (1990) és Harangi et al. (1996) szerint is a darnói triász mafikus-ultramafikus kifejlődések egy óceáni hátságból, a szarvaskői jura kőzetek pedig egy szubdukcióhoz kötődő ívmögötti medence kialakulásából származhatnak. Utóbbi jura korát K-Ar koradatokkal is igazolták (Árváné-Sós et al. 1987). A szarvaskői magmás kőzetek ívmögötti medence felnyílásához kapcsolható kialakulását az újabb eredmények is alátámasztják (Aigner-Torres és Koller, 1999), míg a darnói képződmények kialakulására ma legelfogadottabb elmélet a triász korai riftesedéshez köthető folyamat (Kovács et al. 2008, Kiss et al. 2008, 2011).



3. ábra Egyszerűsített földani térkép a Szarvaskői- és Darnó-egységről (Kiss et al., 2008 után módosítva).

2.2 Magmás kifejlődések Szarvaskőnél

A Szarvaskői-egység a névadó falu környezetében kb. 25 km²-es területen nyomozható, viszonylag rossz feltártság mellett (3. ábra). Üledékes kőzettípusokban találhatjuk itt meg a magmás testeket. Ezek között lehet kis mennyiségű ősmaradványt tartalmazó szürke mészkő, karbonátmentes, tűzköves agyagpala, illetve egyéb sziliciklasztos törmelékes üledékes kőzetek, például homokkő, aleurolit figyelhető meg. Ez utóbbiak turbidites eredetre, az előbbiek pedig egy közel pelágikus üledékképződési környezetre utalnak (Balla et al., 1980).

A térség magmás kőzetösszetét a köznyelv ofiolitként tartja számon, holott több tekintetben különbözik más, jól ismert ofiolitos sorozattól (például a réteges, illetve a tömeges peridotitok szinte teljesen hiányoznak), így a magmás komplexum inkább egy ilyen sorozat felső részének tekinthető (Kubovics et al., 1990). A kevés ultramafikus kőzetet wehrilit, illetve hornblendit és piroxenit képviseli, általában lencse-, vagy szill-kumulátumként az intrúzív

gabbró testekben. A wehrliit olivin, klinopiroxén (diállág), illetve amfibol mellett nagy mennyiségben tartalmaz ilmenitet illetve Ti-magnetitet is, így gyakran hívják érc-peridotitnak is (Aigner-Torres, 1996; Harangi et al., 1996; Kiss et al., 2011). A gabbró intrúziókban továbbá találunk diorit, illetve szélsőséges esetben leukokrata plagiogranit és albitit teléreket is. A gabbró fő kőzetalkotó ásványai a hipidiomorf, bontott augit, plagioklász, olivin, illetve Fe-Ti-oxid és Fe-szulfidok (pirit, pirrotin). Belsejükben gabbrópegmatit-fészkek is találhatóak. Ezt a kőzetsorozatot a Tardosi Gabbró Formációba sorolják (Kubovics et al., 1990; Balla et al., 1980; Harangi et al., 1996; Péntek et al., 2006, Kiss et al., 2011; Pelikán, 2005).

A felszínhez közelebbi környezetet a dolerit és bazalt telérek, tömeges kifejlődések jelzik. Az effúzív, kiömlési kőzetek az ofiolitos sorozatok tetejéről jól ismert párnalávák és hialoklasztit breccsák. Ez a kőzetsorozat az ún. Szarvaskői Bazalt Formáció. A kőzet színe szürkészöld-zöldesszürke, illetve mállottan lehet vörösesbarna-barna. A bazalt porfirok szövetű, a fenokristályok főként klinopiroxén és plagioklász, de ugyanezek megjelennek természetesen az alapanyagban is, a változó mennyiségű kőzetüveg mellett. Összetételük általában albit és augit, amfibolt alig találni. A plagioklász albitosodása elsősorban átalakulási folyamatoknak tudható be. A változó elterjedésű klorit szintén ilyen folyamatok eredménye (Aigner-Torres, 1996, Kiss et al., 2011). Az óceánfenéki hidrotermás hatás jeleként rövid, vékony kalcit-prehnit-pumpellyit-kvarc-(epidot) tartalmú erek jelennek meg, melyek kialakulása a kőzet hűléséhez köthető, fluid-kőzet kölcsönhatás eredménye (Kiss et al., 2011). A bazalt sokszor jól láthatóan termális kontaktussal érintkezik a környező agyagpalával (Pelikán, 2005), de helyenként peperites fáciesnek tekinthető konszolidálatlan üledékkel való keveredést is nyomozhatunk (Kiss et al. 2011).

Mind a gabbróban, mind pedig a bazaltban megfigyelhetőek egy kis-fokú alpi metamorfózis következményei (Sadek et al., 1996), elsősorban kőzethatárokat is átszelő, hosszan követhető erek formájában; az érkítőltő ásványparagenezisben a kvarc mellett prehnit, pumpellyit, klorit, albit, kalcit fordul elő (Péntek et al. 2006; Kiss et al. 2011)

3 Analitikai módszerek

A vizsgálatokra begyűjtött reprezentatív kőzetmintákat a Szarvaskő közelében található feltárásból vettem. A minták összesített táblázata a mellékletben látható.

A minták makroszkópos leírását kézinagyító és sztereomikroszkóp segítségével pontosítottam. Ezek után a petrográfiai vizsgálatokhoz 30 μm vastag polírozott vékonycsiszolatokat készítettem a mintákból, amelyeket 26*47*1,25 mm-es üveglemezekre ragasztottam. A ragasztást kétkomponensű Araldit műgyantával végeztem. A petrográfiai leíráshoz Nikon YS2-T típusú, 4x, 10x, 20x és 40x objektív nagyítású polarizációs mikroszkópot használtam, melynek okulárja 10x nagyítású volt. Az opakásványok meghatározását, ugyanezen mikroszkópon végeztem, ráeső fényben.

Az ásványfázisok pontosabb meghatározása érdekében röntgen pordiffrakciós vizsgálatokat alkalmaztunk. Ez az ELTE Ásványtani Tanszék tulajdonában lévő Siemens D-5000 típusú Bregg-Brentano geometriájú diffraktométer (Θ - Θ üzemmódban, Cu $K\alpha$ ($\lambda=0,154178$ nm) sugárzással) segítségével történt. A műszer másodlagos grafit kristály monokromátorral és szcintillációs detektorral volt felszerelve. Az így kapott eredmények kiértékelése az EVA szoftverrel történt. A petrográfiai leírást kiegészítettük két csiszolatom pásztázó elektronmikroszkóppal történő vizsgálatával, amit AMRAY 1830 SEM+EDX típusú műszerrel, amit fókuszált elektronsugár, 20 kV gyorsítófeszültség, 100 s mérési idő, mellett használtunk az ELTE Kőzetan-; és Geokémiai Tanszékén. A kisméretű ásványfázisok kémiai összetételét energiadiszperzív elemzéssel határoztuk meg, a készülékre szerelt PV9800 EDS detektor segítségével.

4 Eredmények

4.1 Terepi megfigyelések

Terepi megfigyeléseimet és a minták begyűjtését egy Szarvaskötől kb. 1 km-re északra található természetes és részben mesterséges feltárásban végeztem. A feltárás egy körülbelül 15 m széles, 4 m magas, északkelet-délnyugat irányultságú, enyhe dőlésű fal (4. ábra). A mesterséges feltárás északi oldalán jura időszerű finomszemcsés sziliciklasztos üledék, déli oldalán párnaláva struktúráját nem mutató, zöld színű durvaszemcsés bazalt (dolerit?) található.

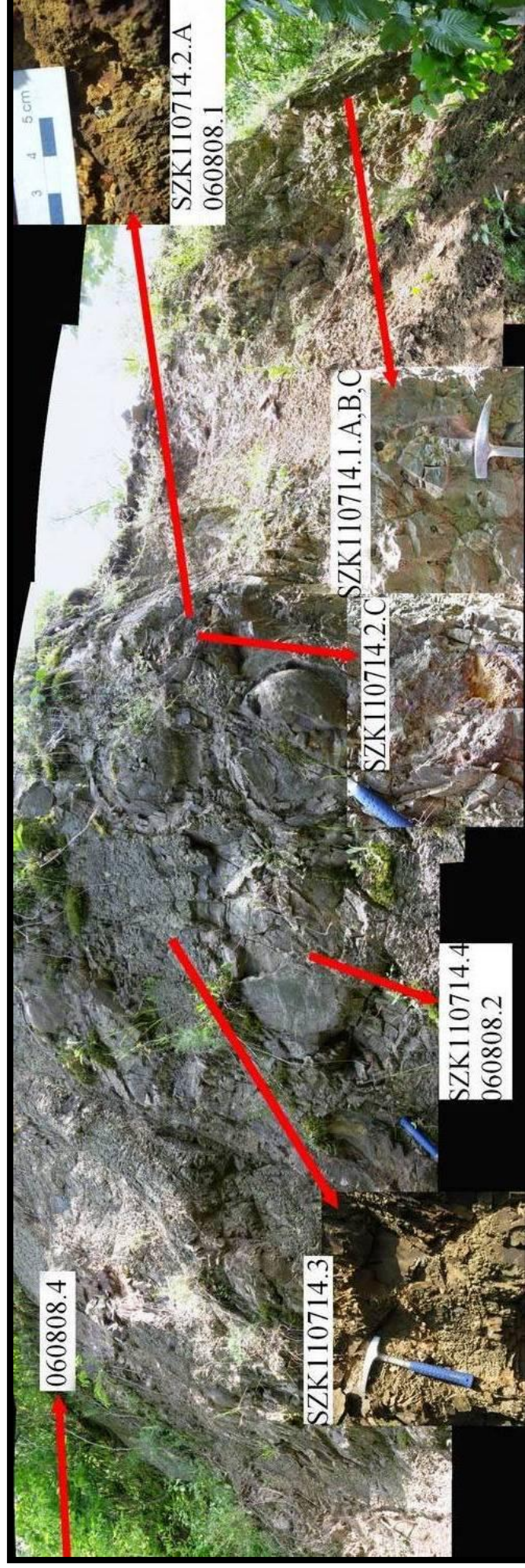
A feltárásban gömbhéjas szerkezetű, barnás-szürke párnaláva bazaltok látszanak, egymáshoz többnyire szorosan illeszkedve. Köztük azonban néhol, egy rendkívül nagymértékben töredező, zöldes-szürke anyag figyelhető meg. A párnalávákban jól látható a gömbhéjas elválás, ezek és az egyéb mikrorepedések mentén a kőzet könnyen elválik, töredezik. Ezt a kőzetet egy nagyjából középen elhelyezkedő törmelékkúp szeli ketté, így az nem nyomozható, hogy két bazalt blokkról, vagy egy testről van-e szó. A párnalávától északkeletre található dolerit blokk feltételezhetően tektonikus kapcsolatban van a bazalt összlettel, bár a kontaktusuk fedett, nehezen nyomozható.

Egyes párnákban 1-2 cm átmérőjű, zerguzos járatok, üregek figyelhetők meg, bennük szulfidos porral. A járatokat kissé kibontva, látszik ezek szövődékes kapcsolata is. Mellettük a bazalt erősen átalakult, az üregek fala rozsdabarna (anyaga feltehetően vas-oxid), kicsit távolabb sárgás-barna színű, agyagos állagú. A járatokat, üregeket, a terepi megfigyelések alapján, egy hidrotermás rendszer részének feltételeztük.

Mintáimat a járatok falát alkotó átalakult kőzetből, a bennük található porból, illetve az átalakulás által láthatóan kisebb mértékben érintett párnából, a párnák közti anyagból és a fent említett doleritből gyűjtöttem.

ÉK

DNY



4. ábra A feltárás. A nyílak a mintavételi pontokat jelzik. A 060808 jelzésű minták korábbi, nem saját, az SZK110714 jelzésűek pedig saját gyűjtést jeleznek. A minták összefoglaló táblázata az 1. mellékletben látható

4.2 Makroszkópos és sztereomikroszkópos megfigyelések

Makroszkópos és sztereomikroszkópos megfigyeléseim leírását először a párnabazaltoktól a feltételezett hidrotermás járatok felé haladva szűkítem, majd a párnák közti anyag jellemzésével folytatom. Végül a feltárás távolabbi részéből gyűjtött dolerit leírással fejezem be.

A párnabazaltokon (SZK110714.4 és 060808.2) makroszkóposan elsöre nem látható szövet, vagy felismerhető ásvány, mivel a kőzet többnyire mikrorepedések mentén törik el, amit limonitos kéreg takar. Az egyes bazaltpárnákat félbevágva azonban érdekes szövet tárul föl rajtuk: előfordul gömbös megjelenés, e gömbök közepe sötétebb, zöldes árnyalatú (SZK110714.4), átmérőjük ~0,5-1 mm (5. ábra). A másik szövettípus esetén (060808.2) sötétebb (barnás-zöld) és világosabb sávok jelennek meg, a sávok vastagsága általában szintén 1 mm (5. ábra).

Az egyes párnákban található járatok, üregek falából, illetve közvetlen környezetéből gyűjtött minta a járatoktól távolodva két különböző megjelenést mutat. Egyrészt megjelennek sötétbarna, fényesebb, jobb megtartású, erősen limonitosodott részek, másrészt sárgás-világosbarna, rossz megtartású, puha, morzsolható, agyagos részek is előfordulnak (SZK110714.1/C és 2/B és C). A falak belső fele szintén vöröses-sötétbarna színű, éles törési felülettel rendelkezik. Ahol nem törött, ott is jellemző az egyenetlen, likacsos fal, amiben, helyenként fehér gipsz-lemezek láthatók (5. ábra).

Ezen járatok, üregek belsejében található por-, vagy törmelék állagú, helyenként gumókban előforduló, szürke színű, fémes fényű, de makroszkóposan nem meghatározható fázisokat tartalmazó szulfidásvány. E minták sztereomikroszkóp segítségével történő vizsgálata során 3 különböző fázist különítettem el (5. ábra):

1. Halványsárga, fémes fényű, átlátszatlan szulfid. A szemcsék mindegyike kisebb, mint 1 mm. Helyenként az egyes lapok jól kivehetők, egymással 90°-os szöget zárnak be. Sztereomikroszkópos megfigyeléseim alapján a fázis főként piritből áll.
2. Fehér, illetve áttetsző, zsírfényű, hajladozó ásvány. Alakja lehet tűs, illetve sokszor hatszöges, táblás, lemezes, melyek legnagyobb mérete ~0,5 mm. Helyenként a fénye lehet mattabb, a színe pedig sárgásabb. Hasadása E fázis a sztereomikroszkópos megfigyelések alapján gipszként azonosítható.

3. Rozsdabarna-sárga, aprószemcsés, üveg- vagy zsírfényű anyag. Helyenként fölismerhető a fentebb leírt gipsz alakja is, ilyen színezésű felülettel. Konkrét ásványos összetétel ezzel a módszerrel nem határozható meg, de feltételezhető a különböző vasoxi-hidroxidok, vagy szulfátok jelenléte.

A leírt fázisok 1-2 cm hosszú és ~1 cm széles gumókként, annak elegyrészeként, illetve annak jobb-rosszabb megtartású törmelékeiként jelennek meg. A gumók felépítése a következő: zömmel a szulfid (pirit) alkotja, ami egy ~90°-ban egymást metsző gipsz-lemezek, rácsszerű hálóját tölti ki. A 3. fázis darabjai elsősorban a járatok falából származhatnak.

A párnák között található kőzet (SZK110714.3) szürkés-zöld, kisebb, néhány cm-es, szilánkos darabokra törik, állaga kemény. Szabad szemmel, illetve sztereomikroszkóppal elkülöníthető ásványfázisok nem láthatók.

A feltárás közelében, attól északkeletre elhelyezkedő doleritből vett minta (060808.4) barnás-, kékes-, illetve zöldes-szürke színű, sűrűsége nagy. Benne csak sztereomikroszkóppal fölismerhető (>~1 mm) világosabb, léces megjelenésű plagiklászok, és szintén max. ~1 mm átmérőjű pirit hintések figyelhetők meg, de az már kézinagyítóval is szembetűnik, hogy a kőzet összességében véve valamivel durvább szemcsés, mint a Szarvaskői-egységben máshol megjelenő párnalávák bazaltja.



A) A párnabazalt gömbös jellegű szövege (SZK110714.4)



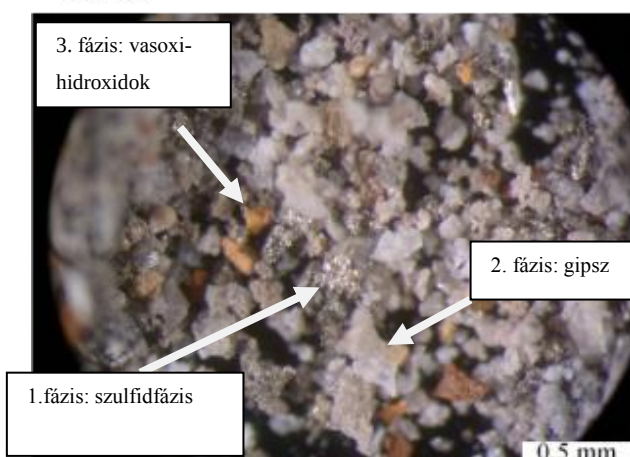
B) A párnabazalt sávós jellegű szövege (060808.2)



C) A járatok falának lyukacsos szerkezete (SZK110714.1/C)



D) A járatokban található szulfidos-gipszes gumó (SZK110714.1/B)



E) A szulfidos por (SZK110714.1/A)



F) Gipsz a járatokból (SZK110714.1/A)

5. ábra A mintákról készült makroszkópos és sztereomikroszkópos felvétel.

4.3 Petrográfiai és röntgenpordiffrakciós vizsgálatok eredményei

4.3.1 *Párnabazalt (SZK110714.4 és 060808.2)*

A kőzet fő tömegét (>80%) 4 ásvány alkotja: gránát, plagioklász, kvarc és klorit. Ezek mellett megjelenik még a titanit (~1-2%), apatit, cirkon, illetve opakásványként a pirit és hematit. Legnagyobb tömegben az aprószemcsés gránát, illetve klorit van jelen. A plagioklász és a kvarc fenokristályokként jelennek meg, magányosan, helyenként kristályaggregátumot alkotva, illetve mozaikszerűen.

A gránátok tömegesen jelennek meg és a kőzet minimum 50-, néhol 80%-át adják. Izometrikusak, idiomorf-hipidiomorfok, oldalaik sokszor bontottak, kloritosodtak, méretük kicsi, 20-50 μm , ritkán maximum a 100 mikrométert elérhetik. Habitusuk általában zömök, kerek illetve hatszöges. Izotrópok, illetve lehetnek rendhagyóan anizotrópok is, ez általában a kristályok legkülső zónájára igaz. Bennük sokszor zárványok találhatóak, melyek polarizációs-mikroszkópban nézve opak tulajdonságúak, helyenként lehetnek négyzetes átmetszetűek, de kicsiny méretük miatt pontos pontosabb jellemzés róluk nem adható (6. ábra). A szemcsék egymáshoz általában szorosan illeszkednek, amik közt sokszor klorit, illetve kvarc vagy földpát található. A kvarcban vagy plagioklászokban, bár általában szintén hintetten jelen van, sűrűsége mégis jóval kisebb, mint az önálló, szoros illeszkedésű megjelenése. A klorit sok helyütt láthatóan bontja a szemcséket. A gránát általában kerekded, vagy nyúltabb foltokban jelenik meg, ezek megnyúlása közel egyirányú, méretük ~0,5-1 mm (6. ábra). Közepüket ugyanilyen irányultsággal rendelkező szálas, rostos klorit tölti ki, melyben a gránátok befelé haladva egyre ritkábbak, illetve általában kisebbek, kevésbé épek, illetve teljesen eltűnnek. Ezen gránátos foltok sötétbarna, markáns sávokban találkoznak, ahol a gránát inkább ritkul, viszont valamilyen vas-oxihidroxid fázis veszi át a helyét. E foltos megjelenés mellett közel egyenes, vonal menti sávokban is előfordulhat, ilyenkor elsősorban a kvarccal váltakozva fordul elő (060802.2). A gránátok általában elszórtan, ritkásan megtelepszenek a földpátokon, illetve kvarcokon is, ezek kristályain kívül pedig viszonylag éles határvonallal, gyenge átmenettel találjuk a hirtelen megsűrűsödő gránátokat. Megfigyelhetőek azonban olyan kvarcerek is, melyek átvágják a kőzetet, és gránátok által érintetlenek. Kloritot szintén nagymennyiségben, a fentebb említett szálas, rostos

megjelenéssel láthatjuk a kőzetben, elsősorban a fentebb leírt kerekded foltok belsejéhez kötődve. A klorit megjelenhet még a gránátok között is, kitöltő anyagként, illetve pszeudomorf is lehet, ami lehet hosszúkás, léces, illetve négy-hatszögletes (6. ábra). A klorit enyhén zöld, sárgás-zöld színű, gyenge pleokroós, interferenciaszíne elsőrendű szürke-sárgás.

A plagioklászok idiomorf-xenomorfok, méretük 0,2-0,5 mm közötti. Jellemző, hogy megfigyelhető a poliszintetikus ikresedés, de előfordul ennek hiánya is. Keresztezett nikolok között többnyire közel egyenes kioltásúak, a kioltási szög maximum 10-15°. Gyakran tartalmaznak apatit, esetleg cirkon zárványokat.

Alakját, habitusát tekintve háromféle plagioklászt különítettem el (6. ábra):

1. Közel sajátalakú, hosszúkás, léces megjelenésű kristályok. Ezek többnyire a gránátok által körülvett kloritos csomókban helyezkednek el és általában megfigyelhető rajtuk a poliszintetikus ikresedés. Méretük nagyobb, akár 0,5 mm is lehet. Ezek széle általában már nem határozott, inkább egyenetlen, az egyenetlenségeket klorit tölti ki.
2. Erezést kitöltő, szabálytalan alakú, elnyúlt, keresztezett nikollal egyszerre kioltó szemcsék. Kvarccal együtt is előfordulhat, elkülönítésük nehéz. Az erek szélessége maximum 100-200 μm .
3. Hosszan elnyúlt, rombusz alakú plagioklász. Közepük ritkán maradt meg, többnyire kloritosodott, így csak az ásvány „kerete” látszik. Előfordul a kloritos foltok belsejében, illetve a az alapanyagban is. Méretük szintén néhány száz μm körüli.

Ez utóbbi két típus elkülönítése a kvarctól nagyon nehéz, esetenként vele együtt jelenik meg.

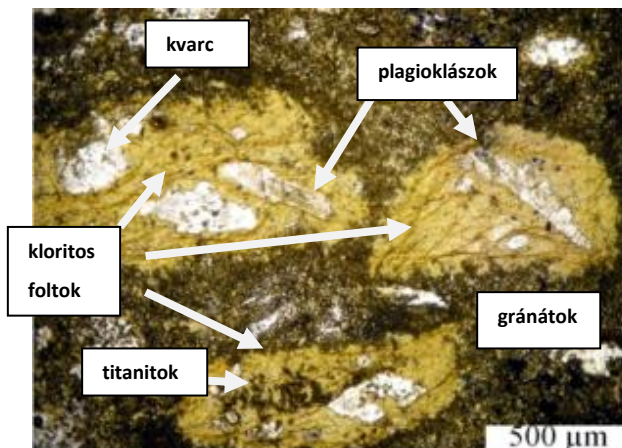
A kvarc sosem idiomorf, általában közel izometrikus, hatszöges ásvány utáni átalakként, illetve erek kitöltéseiként, valamint szorosan egymáshoz kapcsolódva, mozaikszerűen jelenik meg. Az egyes erekben megjelenő kvarc minden mást átvágva, felülírva jelenik meg, még a gránát által is érintetlenek. Egy-egy szemcse mérete ~0,2-0,4 mm nagyságú.

A csiszolatokban előfordul még az általában sajátalakú, szélein enyhén klorittal bontott titanit (6. ábra). Erősen pleokroós, interferenciaszíne magasabb rendű. Egy-egy sajátalakú (rombusz vagy paralelogramma) ásványszemcse hossza 80-100 μm . Bár általában a kerekded foltok belsejében gyakori, mindenütt megjelenik. Irányítottságot rajta nem figyeltem meg.

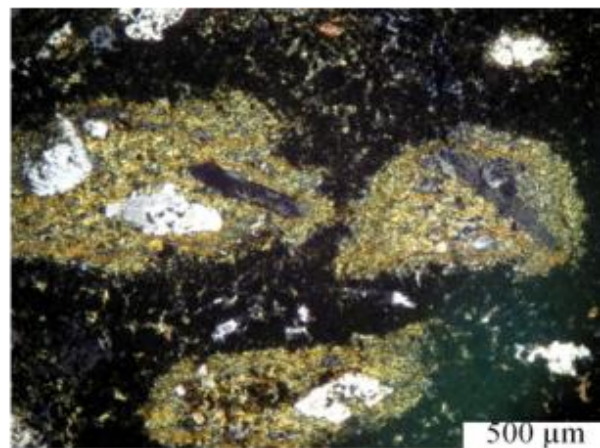
Opakásványként megjelenhet még a pirit, illetve még gyakrabban a hematit, sokszor pirit utáni átalakként. Méretük 10-50 μm és általában csoportosan találjuk őket, elsősorban a kerekded foltok belsejében. A kőzetre jellemző még a mindent átszövő, vasoxi-hidroxidos érhálózat megjelenése.

A kőzetből készült röntgenpordiffrakciós vizsgálatok az ásványokról polarizációs-mikroszkópban tett megfigyeléseimet megerősítették, illetve pontosították. Így a kőzetalkotó ásványok: gránát, kvarc, albit, klorit (feltehetően vermikulittal). A vizsgálat alapján gránát a vizet (hidrogránátot) nem tartalmaz.

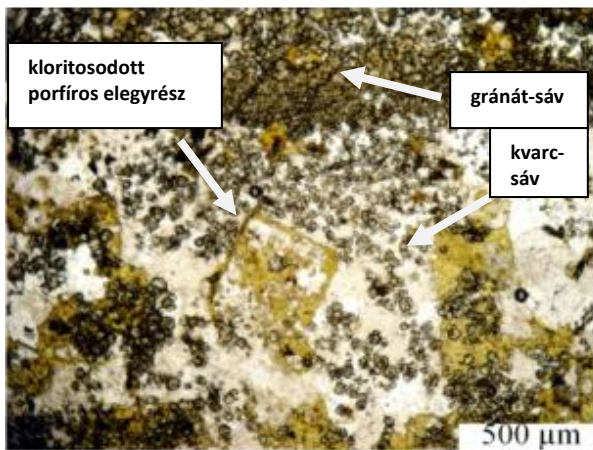
A kőzet szövetének leírása nehéz. Bár a gránátok által közre fogott, enyhén elnyúlt kloritos foltok általában irányítottak, illetve az ezekben elhelyezkedő, megnyúltabb földpátok ugyanebben az irányban szintén azok, az ásványok zöme azonban izometrikus, vagy kristályai irányítatlanok. Mivel jól láthatóan, az eredeti porfíros, vagy szferolitos szövetű kőzet erősen átalakult, így talán leginkább a porfiroblasztos, nemato-porfiroblasztos szövettípusba sorolható, ahol a „blasztok”, a fent említett kloritos foltok.



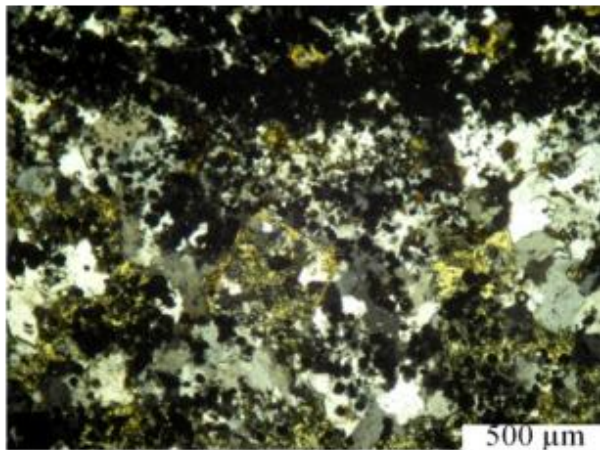
A) Kloritos-foltok, körülöttük gránát-gyűrű. Jól látszik foltok irányitottsága (SZK110714.4). (1N)



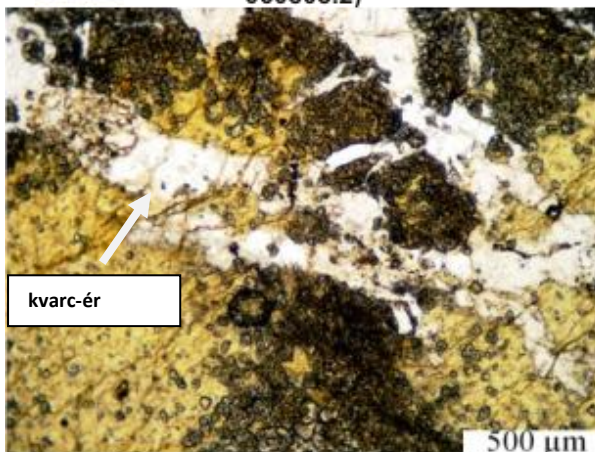
B) Kloritos-foltok, körülöttük gránát-gyűrű. Jól látszik foltok irányitottsága. (+N)



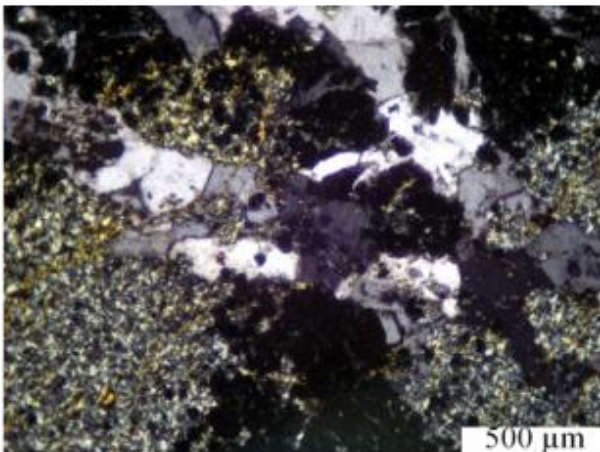
C) Sávos gránátos-kvarcos szövet, kloritos, feltételezett egykori porfíros elegyrész (060808.2)



D) Sávos gránátos-kvarcos szövet, kloritos, feltételezett egykori porfíros elegyrész (+N)



E) Gránátok által érintetlen kvarc ér (SZK110714.4) (1N)



F) Gránátok által érintetlen kvarc ér (+N)

6. ábra A gránátos párnabazalt polarizációs mikroszkóppal készített képei (SZK110714.4 és 060808.2). A képek 1 nikollal, illetve keresztezett nikollokkal készültek.

4.3.2 Szulfidos járatok fala (SZK110714.1.C és SZK110714.2.C)

A minták ásványfázisai polarizációs mikroszkóppal nehezen azonosíthatók. Legnagyobb részét egy aprószemcsés ásvány adja, egy nikollal közel színtelen, interferenciaszíne magasabb rendű, enyhén megnyúlt szemcsék. Törésmutatójuk nagy, kioltásuk közel egyenes. Ezek az ásványok csoportokba rendeződve kisebb gömböket alkotnak, közöttük sötétbarnább megjelenésű fázis található, feltehetően vas-oxihidroxid.

A járatok falához közel sugaras, legyezőszerű megjelenést mutató prehnitet is sikerült azonosítani, mozaikszerű kvarccal (7. ábra).

A fentebb már leírt kloritos-limonitos sávok, erezések itt is megfigyelhetők, irányítottságuk szintén azonos, ami a járatok felé mutat.

A kőzetből röntgen-pordiffrakciós vizsgálat is készült az ásványfázisok azonosítása céljából. Így megállapítható a csillám, kvarc dominanciája, illetve feltételezhető a plagioklász jelenléte is. A csillám így a fent említett fázisok közül az aprószemcsés ásvánnyal azonosítható, és muszkovitként (szericitként) érelmezhető.

4.3.3 Szulfidos törmelék (060808.3)

A járatok belsejében talált törmelékből műgyantába ágyazott polírozott felületű csiszolatot készítettem opakmikroszkópiai vizsgálatra. A csiszolat 8-10, különálló, kisebb gumóból állt, ezek nagysága 2-5 mm körüli. E gumókon belül két ásványfázist tudtam elkülöníteni ezzel a vizsgálati módszerrel.

1. Magas reflexióképességgel rendelkező, fehérés-aransárga fázis. Szemcséket általában nem lehet elkülöníteni, megjelenése általában tömeges, egy-egy nagyobb gumóban piciny, akár $\sim 50 \mu\text{m}$ nagyságú, négyzetes átmetszetű szemcséket látni. Bireflexiója, reflexiós pleokroizmus nincs, az ásvány izotróp. Az ásvány fenti tulajdonságai alapján piritként azonosítható.
2. Nem opak fázis, így reflexióképessége alacsony, viszont jellegzetes szövet figyelhető meg: szálas, sugaras, néhol tűs, hajladozó megjelenés, gyakran négyzethálós megjelenést formálva, a tűk között pirit jelenik meg. Ez a megfigyelés megerősíti a sztereomikroszkópos vizsgálatok alapján meghatározott gipsz jelenlétét a szulfidos anyagban.

4.3.4 Párnák közti anyag (SZK110714.3)

A csiszolatban öt ásványfázist különítettem el. Ezek, mennyiségük szerinti sorrendben: agyagászvány, klorit (a kettő együtt a közet >90% át adja), földpát, kvarc, illetve limonit. Az klorit elsősorban 100-300µm átmérőjű gömbökben, szemcsecsoportokban jelenik meg, míg az agyagászvány inkább az ezek között lévő rések, helyek kitöltéseiként (7. ábra). E csoportok illeszkedése között limonit jelenik meg, és általában csomókban helyezkednek el, de vannak kisebb szünetek, ahol a fent tárgyaltak alapján zömmel az alapanyagként megjelenő, szál-sugaras megjelenésű agyagászványt találjuk.

A földpátok enyhén nyúltak, lécesek, táblásak, széleik sokszor egyenetlenek, kristálytöredékként azonosíthatóak, de a kvarctól való elkülönítésük szintén nehéz. Poliszintetikus ikresedés csak helyenként figyelhető meg rajtuk, elsősorban a szemcsék alakja alapján azonosíthatóak. A plagioklászok a csiszolatban elszórtan jelennek meg, mennyiségük 5% alatti, kioltási szögük erősen változó ~5-35° közötti tartományban. Méretük 50-80 µm. A kvarc nagyon hasonló módon jelenik meg, mérete 50-100 µm, mennyisége szintén 5-10%.

A közetből röntgenpordiffrakciós vizsgálat is készült az ásványfázisok meghatározása érdekében, ez megerősítette és pontosította a mikroszkóppal tett megfigyeléseinket. Így a közetben található ásványok a következők: kvarc, plagioklász, klorit és illit/szmektit.

A közet szövete blasztopélites, elszórtan földpát szemcsékkel.

4.3.5 Dolerit (060808.4)

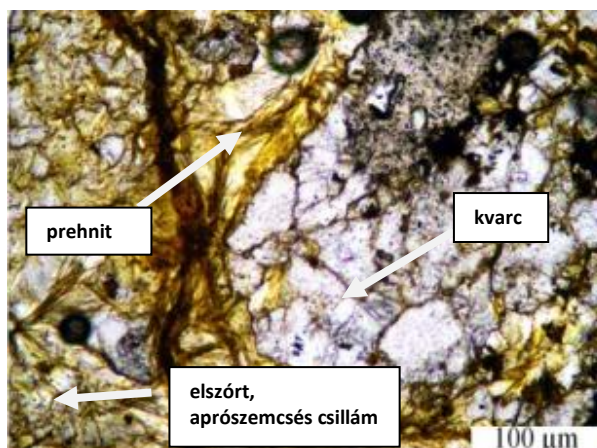
A doleritből készített csiszolat szövete inekvigranuláris, benne nagyobb méretű fenokristályok jelennek meg mint porfíros elegyrészek, és kisebb méretű, de holokristályos elegyrészek, mint alapanyag. Fő ásványai a plagioklász, piroxén, ezek alkotják a közet 40-40%-át. Megjelennek önálló porfíros elegyrészként, fenokristályos aggregátumként, illetve az alapanyag alkotórészeiként is (7. ábra).

A plagioklászok mindig hosszúkás, léces megjelenésűek, hipidiomorfok és a poliszintetikus ikresedés gyakorta látható rajtuk. Kioltási szögük a szimmetrikus zónában 0° és 10-15° között változik. A fenokristályok mérete az 1-2 mm*0,5 mm-t is elérheti. Szélei sosem határozottak, a körülötte lévő alapanyag mikrokristályai ránőnek. Bennük zárványként opakászvány, klorit, illetve piroxén is megtalálható. Helyenként az ásvány teljesen kloritosodott, illetve kalcitosodott. Az alapanyagban található kisebb méretű kristályok a fent leírt fenokristályokkal majdnem teljes mértékben megegyeznek, a méretük különbségével, ami 400-800 µm között mozog.

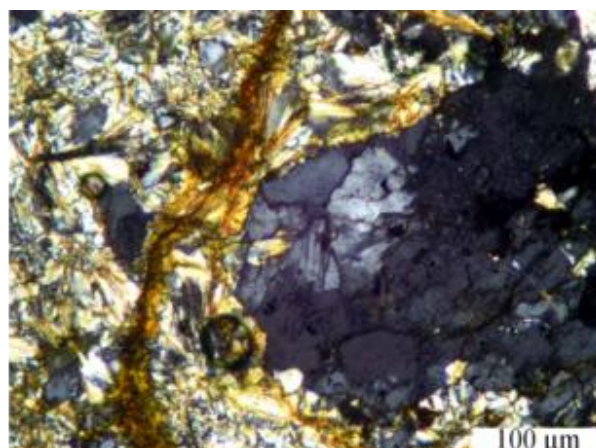
A piroxének közel 45° -os kioltási szögükből következően klinopiroxének. Szintén hipidiomorfok és kétféle mérettartományban jelennek meg. A fenokristályok többnyire hosszúkás, táblás, az alapanyag kristályai pedig inkább izometrikus, illetve enyhén nyúlt megjelenésűek. Az előbbi mérettartománya $\sim 0,5$ -1 mm, az utóbbi ~ 30 -60 μm . Belsejük sosem ép, gyakorta klorit, kalcit, illetve opakásvány található bennük. Körvonalaik szintén nem élesek, a mellettük található kristályok ránőttek.

A kőzetben található opakásványok mennyisége akár $\sim 5\%$ körüli, szórtan helyezkednek el. Főként piritként és sokszor ennek átalakulásaként, pirit után átalakot felvevő hematitként azonosítható.

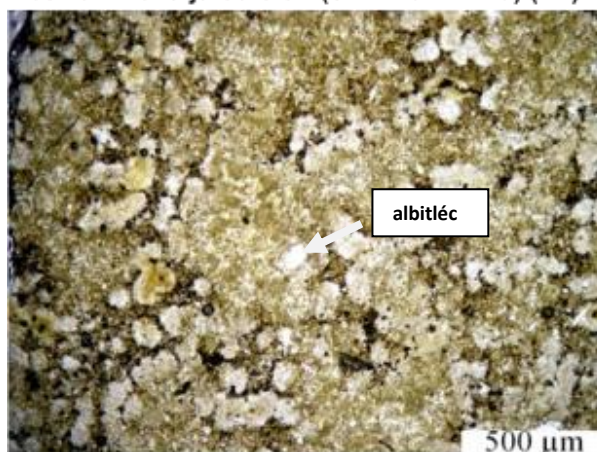
A kőzetben elhelyezkedő ásványok elrendeződése irányítatlan, a fentiek alapján leginkább a porfíros-kumuloporfíros szövet illik rá.



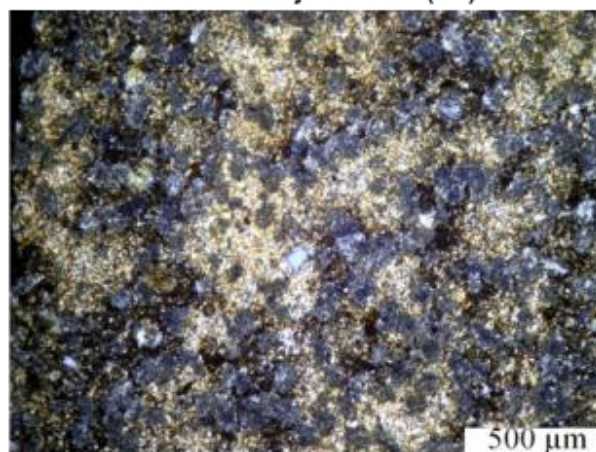
A) Mozaikos kvarc prehnittel és aprószemcsés csillámmal a járat falán (SZK110714.1.C) (1N)



B) Mozaikos kvarc prehnittel és aprószemcsés csillámmal a járat falán (+N)



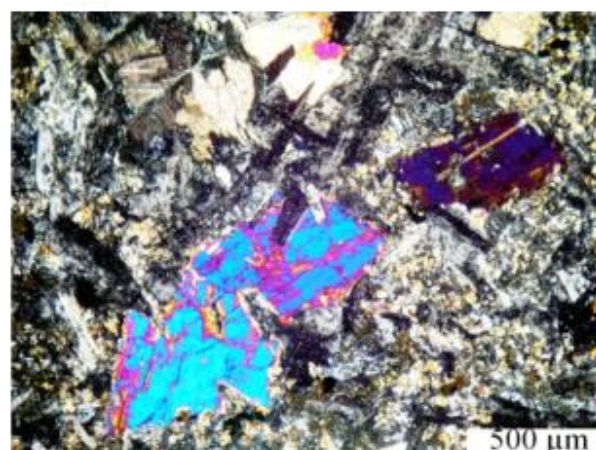
C) A klorittosodott gömbök, köztük az agyagásvány, közepén az albitléccel (SZK110714.2) (1N)



D) A klorittosodott gömbök, köztük az agyagásvány, közepén az albitléccel (+N)



E) Plagioklászokból, piroxénből álló aggregátum a doleritben(060808.4) (1N)



F) Plagioklászokból, piroxénből álló aggregátum a doleritben (+N)

7. ábra Polarizációs mikroszkóppal készített felvételek a szulfidos port befogadó járatok falából (SZK110714.1.C és SZK110714.2.C), a párnák közti anyagból (SZK110714.3), illetve a feltárás mellett található doleritből (060808.4). A képek 1 nikollal, illetve keresztezett nikollokkal készültek.

4.4 Pásztázó elektronmikroszkópos petrográfiai megfigyelések és elemzések

A fenti megfigyelések pontosítására, valamint az egyes ásványok összetételének és az esetleges összetételbeli változékonyság leírásához energiadiszperzív röntgenspektrometriával kiegészített pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatokat (SEM+EDX) végeztünk. Három mintából, a párnalávából (SZK110714.4 és 060808.4, vékonycsiszolat) és a járatokban talált szulfidos törmelékből (060808.1., ércmikroszkópi csiszolat) történtek mérések.

4.4.1 Párna láva (SZK110714.4 és 060808.4)

A mintában található gránátok magas kalciumtartalmúak; CaO tartalmuk átlagosan ~21%. Emellett magas vas- és mangántartalommal rendelkeznek, amelynek eloszlása azonban már nem egyenletes (1. táblázat). Több helyen is megfigyelhető a gránát inhomogenitása, elsősorban azokon a területeken, ahol az ásványok sűrűbben helyezkednek el. Ezt az összetételbeli változékonyságot a vas- illetve mangántartalomban bekövetkező változás okozza. (8. ábra). A megfigyelt kloritos-albitos gömbök belsejében (SZK110714.4-es minta) elszórtan, sokszor önállóan előforduló gránátok zömmel homogén összetételűek, alacsonyabb MnO-tartalommal (~12%), és magasabb vastartalommal (~17% Fe_2O_3 -ként kifejezve), hasonlóan az inhomogén ásványok peremi részéhez (8. ábra). Hasonló összetételt mutatnak a szintén elszórtan, ritkásan megjelenő gránátok a 060808.2-es mintában is. A legmagasabb mért MnO-tartalom 20,17% volt, 6,67% Fe_2O_3 és 19,30% CaO-tartalom mellett, az inhomogén összetételű kristályok belsejében. Ezzel ellentétesen, a kristályok peremén a legalacsonyabb MnO-tartalom 9,32% volt, 21,86% Fe_2O_3 és 25,26% CaO-tartalom mellett. Ez a kloritos foltok belsejében található gránátok összetételével közel megegyezik, kicsit alacsonyabb.

Mindebből látszik, hogy a gránát mangántartalma a vas- és kalciumtartalmával fordított arányosságban van, illetve a táblázatból az is kivehető, hogy emellett a vas- és alumíniumtartalom között fordított, valamint ebből következően a mangán- és alumínium-tartalom között is egyenes arányosság írható fel.

Az 1. táblázatban feltüntetett, mért oxid tömegszázalékos értékekből az egyes gránátokra képletszámítást végeztem. Ehhez először átszámoltam a három vegyértékűként megadott vastartalmat (Fe_2O_3) két vegyértékűvé (FeO), majd kétféle számítási módszert alkalmaztam. A relatív kationszámokat három tetraéderes Si-ra, illetve nyolcas összkationszámra (3 tetraéderes + 3 torzult hexaéderes + 2 oktaéderes) normálva végeztem. A

kapott kationmennyiségekkel sorra töltöttem föl előbb a gránát kristályrácsában a tetraéderes pozíciót (négyes koordináció) Si-mal (a második esetben esetleg Al-mal), az oktaéderes pozíciót (hatos koordináció) a három vegyértékű kationokkal valamint a titánnal, végül a gránátokra jellemző torzult hexaéderes pozíciót (nyolcas koordináció) a két vegyértékű kationokkal. Mivel a számítás eredményeképp kapott oxigénszámom általában valamivel 12 alá esett, így a két vegyértékű vasból annyit használtam fel oxidált (három vegyértékű) vasként, hogy mindezt kiegészítse. (Az $1 \text{ Fe}^{2+} \Rightarrow 1 \text{ Fe}^{3+}$ oxidáció 0,5 O-t hoz a képletbe, vagyis a hiányzó oxigéntartalom kétszeresényi vasat kell oxidálni három vegyértékűvé). Amennyiben ez sem volt elég, a két vegyértékű mangán egy részét is oxidált (három vegyértékű) állapotában írtam be a képletbe. Az oxidált, vagyis három vegyértékű vasat és mangánt az oktaéderes pozícióba helyeztem el.

A két képletszámítási módszer közül a Si háromra normálása a megbízhatóbb, mivel a gránátok tetraéderes pozíciójában szigorúan a Si-ot találjuk, és ez nem lehet több háromnál. Mivel ebben az esetben nem pontosan kettő az oktaéderes, illetve három a torzult hexaéderes pozícióban lévő kationok száma, valamint az összes kationszám is kevesebb, mint nyolc, így arra következtetek, hogy a mérésre használt elektronmikroszkóp a Si-t tartósan fölül, vagy ehhez képest a többi kationt tartósan alul méri (félkvantitatív elemzés pontatlansága). Ennek kiküszöbölésére terveim között szerepel, hogy később a későbbiekben elektron mikroszondával pontosabb, kvantitatív mérést végezzünk.

Bár a mérés pontatlansága miatt a számolt képletek mindenképp hibával terheltek, néhány következtetés levonható. A torzult hexaéderes pozícióban a domináns kation gyakorlatilag mindig a Ca, ám a Mn is jelentős. Az oktaéderes koordinációban pedig általában az Al a domináns kation (grosszulár), ritkán a vas (andradit, a három Si-re normált képleteknél két helyen, a nyolc összes kationszámra normált képleteknél egy helyen). Annak bizonyítására, hogy nincsen hidrogránát komponens (H_4O_4 tetraéder), elvégeztem öt kationszámra (3 torzult hexaéder + 2 oktaéder) normálva is a képletszámítást, ahol egyedül a Si-ot nem rögzítettem, mivel azonban sosem jött ki háromnál kisebb Si érték, a hidrogránát kizárható (melléklet). További terveim között szerepel egy ellenőrző mérés, Raman mikrospektroszkóppal.

A fentiek alapján a mért gránátokat magas mangán tartalmú grosszulárként, illetve ahol az alumínium tartalom alacsony, ott andraditként azonosíthatók. Így az erősen átalakult párnabazaltban talált gránátokat granditoknak nevezhetjük.

A mérések alapján a klorit elsősorban vastartalmú, azonban a magnéziumtartalma sem elhanyagolható, valamint itt is megjelenik a mangán.

A kőzetben található plagioklászok a nátrium mellett nem tartalmazznak kalciumot, így a mérések szerint albitként azonosíthatóak.

A polarizációs mikroszkópokban is megfigyeltük a titanitot. Összetételében a mangán – bár csekély mennyiségben, de – szintén megjelenik. A titanit széle és belseje is klorittal bontott, itt tartalmazhat cirkont, illetve megfigyeltünk összetétele alapján allanitként azonosított ásványt is. Az allanit egy ritkaföldfémeket (cérium, lantán) is tartalmazó, az epidot-csoportba tartozó csoportszilikát.

A kőzetben a járulékos elegyrészek közül jelentős mennyiségben mutattunk ki cirkont is. Ennek érdekessége, hogy egy nagyobb, közel izometrikus, xenomorf szemcsében foltos, szálas megjelenésű cirkónium-oxidot (baddeleyitet?) is találtunk.

A szintén akcesszóriaként megjelenő, polarizációs mikroszkóppal hematitként azonosított ásványban az elektronmikroszkóp segítségével több ásványfázist is sikerült felfedezni. A mérések alapján rendkívül magas vastartalmú (mért Fe_2O_3 -tartalom >65%) szulfid, illetve esetenként nikkel (max. 1,06%) is megjelenik. Ahogyan a kiszámított képletből is látszik, ez a rendkívül magas vastartalom szulfidként irreális, a szulfidhoz valószínűleg a szulfid körül lévő vas-oxidot is hozzámértük. A kén-tartalmú ásványfázis a ph_2 mérés alapján pirrotitként azonosítható.

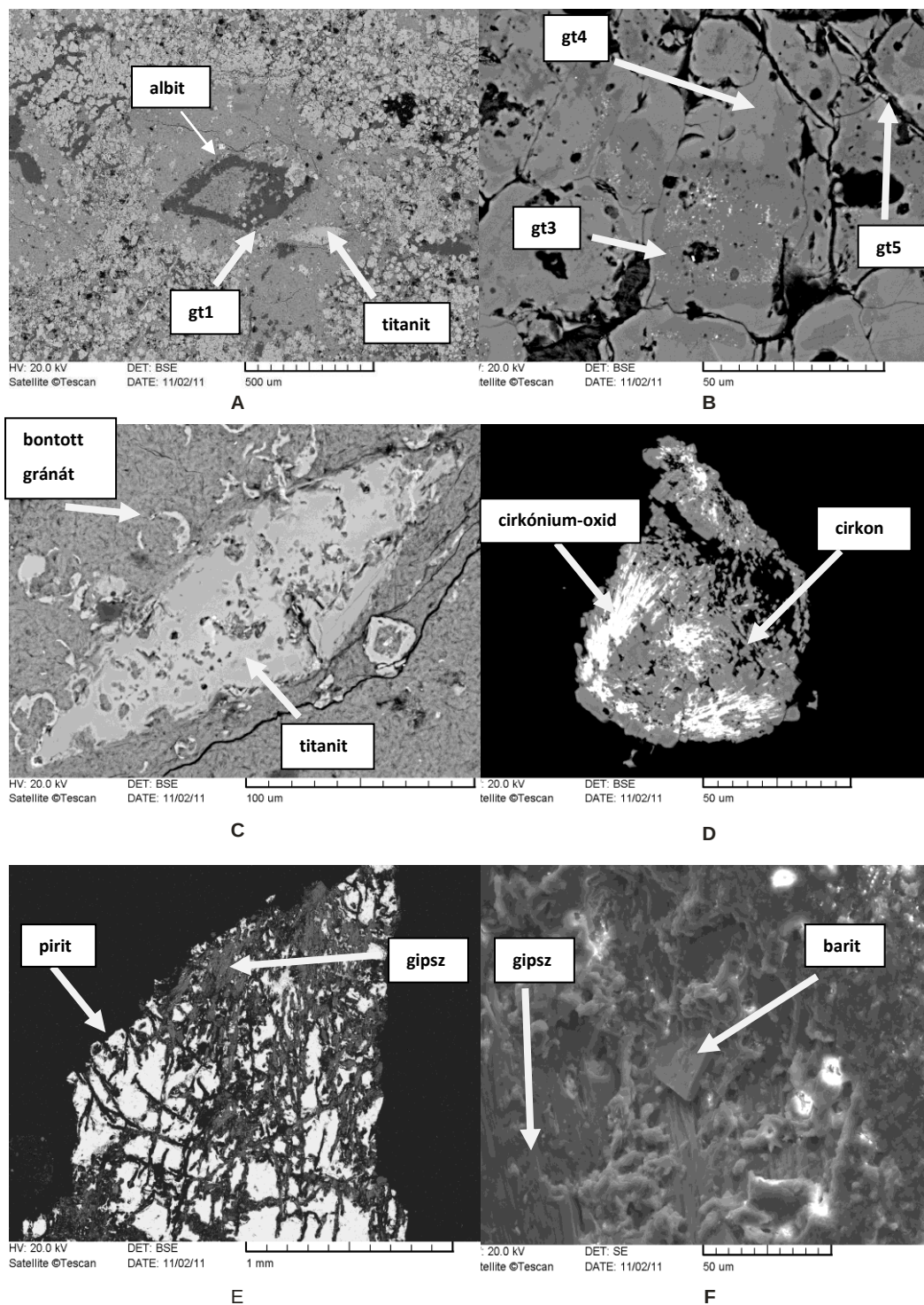
A)		Minta azonosító: SZK070414.4												Minta azonosító: 060802.2												Átlag	
		Belső rész				Homogén				Peremi rész				Homogén				Belső rész				Homogén, ritkább szövet					
szöveti helyzet		Homogén	Peremi rész	Belső rész	Gránát1	Gránát2	Gránát3	Gránát4	Gránát5	Gránát6	Gránát7	Gránát8	Gránát9	Gránát9	Gránát10	Gránát11	Gránát12	Gránát1	Gránát2	Gránát3	Gránát4	Gránát5	Összes	Homogén	Inhomogén, belső rész		
mérés azonosító		Gránát1	Gránát2	Gránát3	Gránát4	Gránát5	Gránát6	Gránát7	Gránát8	Gránát9	Gránát9	Gránát10	Gránát11	Gránát12	Gránát1	Gránát2	Gránát3	Gránát4	Gránát5	Összes <td>Homogén<td>Inhomogén, belső rész</td><td></td><td></td></td>	Homogén <td>Inhomogén, belső rész</td> <td></td> <td></td>	Inhomogén, belső rész					
MgO		0	0	1,28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,38	0	0	1,43	0	0	0,41	0,16	0,65					
Al ₂ O ₃		10,72	11,07	14,79	10,52	6,71	12,55	16,83	12,85	12,97	15,46	16,47	17,69	17,18	12,07	12,86	15,99	16,04	14,95	13,76	12,06	15,47					
SiO ₂		36,85	36,83	37,09	36,78	36,20	37,69	38,42	38,07	37,59	38,27	38,06	38,47	38,04	39,17	39,16	39,1	39,63	38,07	37,97	37,93	38,01					
CaO		21,78	22,09	19,3	22,25	25,26	21,22	19,96	19,16	19,52	22,72	20,46	19,74	19,59	24,49	23,5	22,09	23,83	18,88	21,44	22,95	19,93					
FeO		15,73	15,2	6	15,6	19,62	14,74	5,84	13,61	13,79	7,19	5,53	5,55	4,95	12,02	11,81	7,08	7,92	8,15	10,57	13,30	7,85					
MnO		12,3	12,32	20,17	12,75	9,36	13,03	18,39	15,86	15,53	14,88	16,8	18,5	18,5	11,95	12,21	14,1	12,4	19,17	14,89	12,27	17,51					
TiO ₂		0,87	0,72	0,7	0,86	0,66	0,76	0,55	0,44	0,6	0,37	0,58	0,25	0,37	0,3	0,45	0,22	0,18	0,78	0,54	0,56	0,52					
Total		98,25	98,23	99,33	98,76	97,81	99,99	99,99	99,99	100	100	99,99	100	100,01	100	99,99	100,01	100	100	99,58	99,23	99,92					
B)																											
Számítás alapja: normálás 3 tetraéderes Si-ra, oxigén tartalom normálása 12-re Fe ²⁺ => Fe ³⁺ , majd Mn ²⁺ => Mn ³⁺ oxidációval																											
Ca		1,90	1,93	1,67	1,94	2,24	1,81	1,67	1,62	1,67	1,91	1,73	1,65	1,66	2,01	1,93	1,82	1,93	1,59	1,82	1,95	1,68					
Mg		0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,25	0,00	0,16	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,05	0,02	0,08					
Fe ²⁺		0,01	0,03	0,03	0,09	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01					
Mn ²⁺		0,85	0,85	1,38	0,88	0,66	0,88	0,91	0,79	1,05	0,83	1,12	0,95	1,20	0,00	0,09	0,46	0,09	0,99	0,78	0,53	1,02					
Összes torzult hexaéderes:		2,75	2,80	3,24	2,91	2,91	2,72	2,58	2,40	2,72	2,86	3,11	2,60	3,02	2,01	2,02	2,44	2,02	2,58	2,65	2,51	2,79					
Al		1,03	1,06	1,41	1,01	0,66	1,18	1,55	1,19	1,22	1,43	1,53	1,63	1,60	1,09	1,16	1,45	1,43	1,39	1,28	1,12	1,44					
Fe ³⁺		1,06	1,01	0,37	0,98	1,35	0,95	0,38	0,90	0,92	0,47	0,35	0,36	0,33	0,77	0,76	0,45	0,50	0,54	0,69	0,87	0,51					
Mn ³⁺		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,31	0,27	0,00	0,16	0,00	0,26	0,04	0,78	0,70	0,46	0,71	0,29	0,22	0,29	0,15					
Ti ⁴⁺		0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,05	0,03	0,03	0,03					
Összes oktaéderes:		2,15	2,12	1,82	2,04	2,05	2,17	2,27	2,39	2,17	2,08	1,92	2,26	1,98	2,66	2,64	2,37	2,65	2,26	2,22	2,32	2,13					
Si		3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00					
Al																											
Összes tetraéderes:		3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00					
Összes kation:		7,90	7,92	8,07	7,95	7,96	7,89	7,85	7,79	7,89	7,95	8,02	7,86	8,00	7,67	7,66	7,81	7,67	7,85	7,87	7,83	7,92					
Összes vas:		1,07	1,04	0,41	1,06	1,36	0,98	0,38	0,90	0,92	0,47	0,36	0,36	0,33	0,77	0,76	0,45	0,50	0,54	0,70	0,89	0,52					
Oxidált kation (Fe ³⁺ , Mn ³⁺)		1,06	1,01	0,37	0,98	1,35	0,95	0,69	1,17	0,92	0,63	0,35	0,62	0,36	1,55	1,46	0,91	1,21	0,83	0,91	1,16	0,66					
C)																											
Számítás alapja: normálás 8 ossz-kationszámra, oxigén tartalom normálása 12-re Fe ²⁺ => Fe ³⁺ , majd Mn ²⁺ => Mn ³⁺ oxidációval																											
Ca		1,92	1,95	1,66	1,96	2,26	1,83	1,70	1,66	1,69	1,92	1,72	1,68	1,66	2,10	2,01	1,86	2,02	1,63	1,85	1,99	1,70					
Mg		0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,24	0,00	0,16	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,05	0,02	0,08					
Fe ²⁺		0,31	0,27	0,00	0,23	0,14	0,36	0,15	0,36	0,32	0,00	0,00	0,16	0,00	0,24	0,32	0,12	0,29	0,18	0,19	0,25	0,13					
Mn ²⁺		0,86	0,86	1,21	0,89	0,66	0,89	1,24	1,09	1,06	0,99	1,06	1,23	1,20	0,81	0,83	0,94	0,83	1,30	1,00	0,84	1,15					
Összes torzult hexaéderes:		3,09	3,07	3,02	3,07	3,06	3,09	3,09	3,11	3,08	3,04	3,03	3,07	3,02	3,15	3,16	3,09	3,14	3,11	3,08	3,10	3,06					
Al		1,04	1,07	1,38	1,02	0,66	1,19	1,58	1,23	1,24	1,44	1,43	1,65	1,60	1,14	1,21	1,48	1,49	1,42	1,29	1,15	1,44					
Fe ³⁺		0,77	0,78	0,40	0,84	1,23	0,63	0,24	0,56	0,61	0,47	0,36	0,21	0,33	0,56	0,47	0,35	0,23	0,37	0,52	0,65	0,40					
Mn ³⁺		0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03					
Ti ⁴⁺		0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,05	0,03	0,03	0,03					
Összes oktaéderes:		1,87	1,89	1,99	1,91	1,93	1,87	1,85	1,81	1,88	1,94	1,88	1,88	1,98	1,72	1,71	1,84	1,73	1,83	1,86	1,83	1,89					
Si		3,04	3,03	2,98	3,02	3,02	3,04	3,06	3,08	3,04	3,02	2,99	3,05	3,00	3,13	3,13	3,07	3,13	3,06	3,05	3,07	3,03					
Al				0,02								0,01															
Összes tetraéderes:		3,04	3,03	3,00	3,02	3,02	3,04	3,06	3,08	3,04	3,02	3,00	3,05	3,00	3,13	3,13	3,07	3,13	3,06	3,05	3,07	3,03					
Összes kation:		8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,91	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,99					
Összes vas:		1,08	1,05	0,40	1,07	1,37	0,99	0,39	0,92	0,93	0,47	0,36	0,37	0,33	0,80	0,79	0,47	0,52	0,55	0,71	0,90	0,52					
Oxidált kation (Fe ³⁺ , Mn ³⁺)		0,77	0,78	0,57	0,84	1,23	0,63	0,24	0,56	0,61	0,48	0,42	0,21	0,36	0,56	0,47	0,35	0,23	0,37	0,54	0,65	0,42					

1. táblázat A gránátok mért tömegszázalékos értékei (A) és az ezekből számolt képletek kétféle módon (B és C).

4.4.2 Szulfidos törmelék (060808.3)

A mintában elektronmikroszkóp segítségével azonosított ásványfázisok a következők: pirit, kalkopirit, kvarc, gipsz, barit, illetve jarosit. A fő tömeget a pirit, illetve a gipsz adja, amint azt az opakmikroszkópos vizsgálatok során bemutattuk. Az ásványok mért összetételét, illetve az ebből számított képletet a melléklet tartalmazza.

A pirit összetételbeli zónásságot, inhomogenitást nem mutat, ezzel a vizsgálati módszerrel kimutatható nyomelemtartalma nincs. A felvételeken szintén jól látszik a tömeges piritet hálósan átszövő, illetve helyenként szálas, sugaras, legyezőszerű megjelenést mutató gipsz. A gipsszel hálósan összenövő jarosit, főként az ezekben található, táblás megjelenésű barit, valamint az elszórtan megjelenő kalkopirit mennyisége kevés (8. ábra).



8. ábra SEM felvételek. A) a kloritos folt, illetve körülötte a gránát-gyűrű (SZK110714.4) , B) az inhomogén összetételű gránátok a foltoktól távolabb (SZK110714.4), C) klorittal bontott gránát és titanit (SZK110714.4) , D) cirkon, benne badelleyit (SZK110414.4) E) szulfid-gumó, hálósan átszöve gipsszel (060808.3) . A gránátokat a „gt” rövidítés jelzi, a mögötte lévő szám a mérés-azonosítója.

5 Értelmezés

5.1 A feltárás vulkanológiai fáciesbe és földtani környezetbe való besorolása

A tengeralatti vulkánok fáciesének vizsgálataival bővebben Palinkaš et al. (2008) foglalkoztak a Dinári Ofiolit Zónában. Ezt a modellt számos más környezet vizsgálatával alkotta meg (ld. a benne található hivatkozások), így általánosítható, más korokban és lemeztektonikai környezetekben is használható. Ennek segítségével például más szarvaskői feltárás kőzetei is besorolhatóak voltak (Kiss et al. 2011), de darnó-hegyi példák is alkalmazhatóak voltak (Kiss et al. 2008, 2010, 2011).

Palinkaš et al. (2008) 6 különböző fáciest különítettek el az általuk vizsgált tengeralatti vulkáni rendszer kőzetkifejlődéseiben (9.ábra):

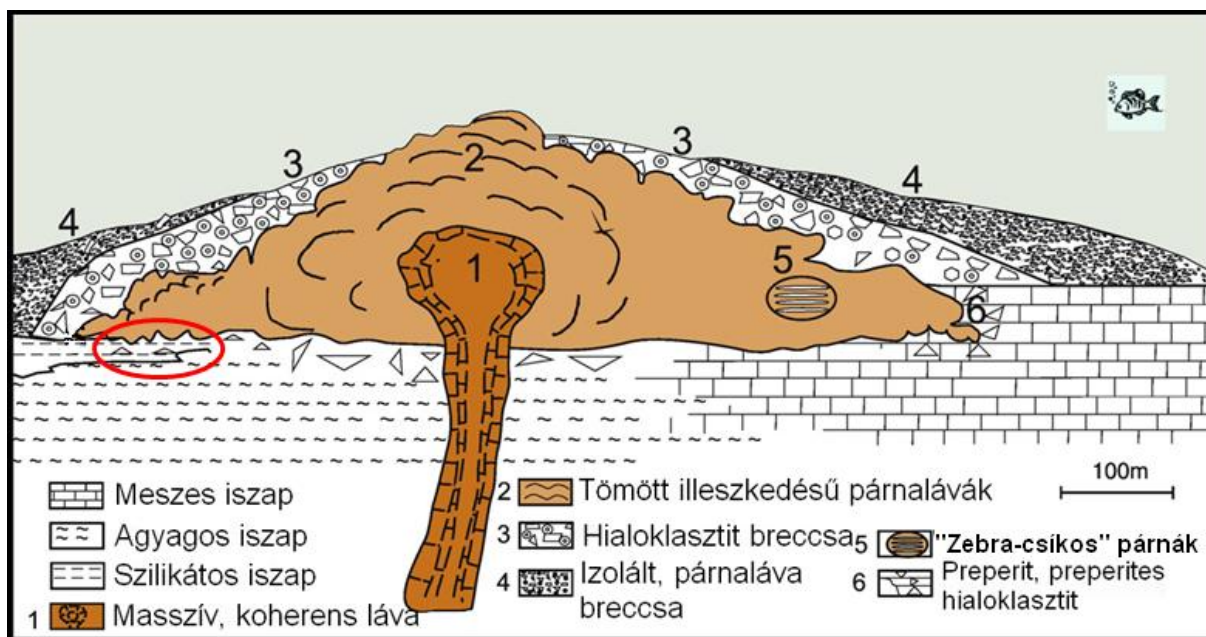
1. Masszív, koherens bazalt. Az itt leírt bazalt a párnalávákhoz hasonló koncentrikus formákat vehet fel, egy-egy gömb alakú tömb peremén. A párnáktól való fontos különbség, hogy a koncentrikus megjelenés nem az áramlás és annak iránya által kialakított forma, elsősorban csak a külső, hűlési kéregként értelmezhető.
2. Tömött illeszkedésű párnabazaltok. Összenyomott, deformált párnák, szorosan egymás társaságában. A párnák elhelyezkedése, formája itt már a láva áramlási irányára és a kőzet fiatalodására utal. A párnák között kevés hialoklasztit breccsa található. Ennek egyik altípusa a „zebra-szövetű” párnaláva. Itt gömb alakú párnák jelennek meg, bennük vízszintes, párhuzamos sötét és világos sávokkal. A sávok az olvadékból kristályosodott bazalt és a hidrotermás ásványok váltakozásának látható eredményei. Ez a jelenség akkor alakul ki, ha a láva nem konszolidált, víz telített üledékbe érkezik
3. In-situ hialoklasztit breccsa. Szemcsevázú breccsa, benne nagyméretű, egymástól alig elmozdult párnaláva darabok figyelhetők meg igen kevés mátrixban. Ez a fácies jelenik meg a tömött illeszkedésű fácies és a párnaláva darabos hialoklasztit breccsa fácies között.
4. Párnabazalt darabos hialoklasztit breccsa. Szemcsevázú breccsa, melynek klasztjait a párnák, illetve azok széttöredezett darabjai alkotják, a mátrix anyaga pedig a bazalt apró törmelékeiből, szideromelán szilánkokból és darabkákból, üledékből és hidrotermás ásványokból áll.

5. Izolált párnabazalt breccsa. Mártixvázú breccsa, melynek alkotórészei a fentebb leírt fáciesével megegyeznek. A bazalt párnák szépen lekerekítettek, szélük sokszor szferolitos, bennük az üregek kvarccal (esetleg kalcittal) kitöltöttek. A szideromelán kisebb mennyiségű jelenléte sokszor összenyomódást, mechanikus karcolást, horzsolást jelent.
6. Peperit, illetve peperites hialoklasztit. A peperites szövetek széles skálája az üledék típusától, a víztelítettségtől a láva utánpótlásától, viszkozitásától és egyéb tényezőktől függenek. A jól osztályozott, szemcsés szövet általában mélytengeri üledéket jelöl.

A fent leírt fáciesek meghatározásai természetesen mesterségesek, köztük az átmenet általában folyamatos.

A szarvaskői, általam vizsgált feltárásban talált gömbölyded bazaltpárnák, azok szélein tapasztalt szferolitos szövet, az eredeti szferulák összenyomódásra kialakuló irányított elrendeződése, a nagymértékű kloritosodás, valamint a párnák közti üledék szemcsés szövete és a benne talált plagioklász kristálytöredékek jelenléte alapján, a feltárás a peperites fáciesbe sorolható.

Mivel Szarvaskőn máshol is találkozhatunk hasonló megjelenésű párnaláva-bazalt kifejlődésekkel a Szarvaskői Bazalt Formációban (Pelikán, 2005; Kiss et al., 2011), ezért a vizsgált feltárás geológiai kifejlődései is e formációba sorolhatók.



9. ábra Tengeralfatti vulkáni fácies-modell (Palinkaš et al., 2008). Az általam vizsgált és a modellbe behelyezett feltárás helyét a piros ellipszis jelzi.

5.2 Az ásványos összetétel értelmezése

Mint az látható, a vizsgált feltárás kőzetei meglehetősen nagy mértékű átalakulási folyamatokon mentek keresztül, így ezen folyamatok értelmezése közel sem egyértelmű.

A szulfidos járatokban található ásványparagenezis (pirit, kalkopirit, kvarc, barit, gipsz) és a járat körül a befogadó kőzetben megfigyelhető átalakulási termékek (klorit, kvarc, titanit, albit) leginkább valószínű, hogy tengeraljzati, a fekete füstölgők környezetében megfigyelthez igen hasonló hidrotermás folyamatokhoz kötődnek. E folyamatok akkor jönnek létre, ha van lehetőség nagyobb léptékű hidrotermás fluidcirkuláció kialakulására; ahol az áramló fluidum eléri a felszínt, ott fekete füstölgők, s így masszív szulfid érctelepek, míg az alattuk levő tápláló zónában érhálózatos átalakulási kürtő alakul ki. A legtöbb ilyen vulkanogén masszív szulfid telepnél hasonló stockwork-szerű szulfidos (elsősorban pirit, kalkopirit, pirrhotin), kvarcos, szericites, baritos és vasban gazdag kloritos ásványtársulásokat figyeltek meg a masszív szulfid lencse alatt (Galley et al., 2007). Nem ritka ezek mellett a titanit, epidot és kalcit megjelenése, illetve albit, prehnit és pumpelleyit előfordulása sem a kőzet átalakulási termékeiként (Teagle és Alt, 2004). A prehnit általában az erezések mentén jelenik meg, míg az albit erekben, illetve magmás eredetű plagioklászok átalakulásaként fordul elő. A klorit színes elegyrészek, illetve vulkáni üveg átalakulásaként, a titanit pedig gyakran opakásványok átalakulásaként, illetve a kloritosodott üvegben, elszórtan jelenik meg (Mevel, 1989; Teagle és Alt, 2004).

Fontos azonban megjegyezni, hogy az ilyen hidrotermás rendszer ásványkifejlődéseinek egy része nehezen különíthető el az ofiolitokból és recens példákból is ismert regionális, óceánaljzati átalakulástól. Ezt az átalakulást elsősorban a tengervíz-cirkuláció és az óceánközépi hátságok közelében tapasztalható magas geotermikus gradiens alakítja ki (Coleman, 1977). Az ilyen átalakulás jellemző ásványai közé tartozik az albit, klorit, aktinolit, epidot, kvarc, prehnit, pumpelleyit (Bucher és Frey, 1994), valamint zeolit, kalcit, szmektit, és vasoxidok (Coleman, 1977). A szmektitet gyakran találjuk a párnalávák közti hialoklasztitos anyagban (Coleman, 1977). Az Alpok ofiolitjaiban is írtak le hasonló ásványtársulást (albit, epidot, klorit, titanit, kvarc és kalcit) (Höck és Scharbert, 1989), de a szarvaskői magmás sorozatban szintén régóta ismert ez a típusú átalakulás (Kubovics et al. 1990).

Mindkét típusú átalakulásra jellemző, hogy míg a holokristályos bazaltok, doleritek kevésbé, a vulkáni üveget nagyobb mennyiségben tartalmazó bazaltok, párnalávák pedig nagyobb mértékben alakultak át.

A fent leírt rendszerekre jellemző ásványegyüttesek nagymértékben megegyeznek az általam vizsgált feltárás ásványkifejlődéseinek jelentős részével. Feltűnhet, hogy az átfedések mellett találunk különbségeket is. Ilyen a kalcit, epidot vagy pumpelleyit hiánya, a prehnit csekély mértékű megjelenése, vagy a gránát nagy mennyiségű jelenléte. A kalcit hiányára lehetséges magyarázat, hogy a szarvaskői egységben sehol nem ismerünk karbonát anyagú üledéket, valamint a vizsgált feltárásban talált üledék is pélites, a tengervízben oldott karbonát pedig kevés lehetett a kalcit kiválásához ezen a hőmérsékleten. Az epidot, pumpelleyit hiányát, illetve a gránátok jelenlétét okozhatják lokális körülmények különbségei a fent tárgyalt analógiáktól, de a válasz pontosítása még további kutatásokat igényel. A gránát megjelenése valószínűleg egyfajta kalcium-metaszómatózishoz köthető, de jelenlétének kérdéskörével később, külön alfejezetben foglalkozom.

A fent leírt analógiákkal való nagymértékű hasonlóság alapján elmondhatjuk, hogy a kialakult ásványok jelentős részét tekinthetjük a fenti folyamatok – regionális óceánaljzati átalakulás és lokális hidrotermás cirkuláció – eredményének, de az esetek többségében nem határozható meg egyértelműen, hogy melyik folyamat volt dominánsabb.

5.3 A szövet értelmezése

A fentebb leírtak alapján a feltárás kőzetei nagymértékű átalakuláson mentek keresztül, melyek elsősorban az ásványos összetétel megváltozását jelentik. Így a párnabazaltok reliktszövege általában nyomozható. Azonban tekintettel az átalakulás nagy mértékére ez nem mindig egyértelmű, ezért a következőkben több lehetőséget vetek fel.

Ilyen reliktszövet a kvarc, albit, illetve a klorit által felvett átalakok által kijelölt egykori porfiroz elegyrészek, mint ahogyan azt az 6. ábra is mutatja. Az eredeti porfiroz ásványok elsősorban a reliktumok hat- vagy nyolcszöges formája alapján, színes elegyrészek (pl. olivin, piroxén) lehettek, illetve a plagioklászok erős albitosodáson mentek keresztül.

Felmerül még a szövetben megfigyelt kloritos foltok, gránátos gyűrűk által kijelölt szövet kialakulásának kérdése. A jelenséget Aigner-Torres (1996) is megfigyelte a szarvaskői magmatitokról írt doktori értekezésében, de bővebben nem foglalkozott vele. A kialakulásának magyarázata itt sem egyértelmű, de néhány megoldási alternatíva felvethető.

Ismét gondolhatunk például valamilyen átalak megformálódására. Ez azért lehetne jó megoldás, mivel ezek a foltok helyenként a gömbös, ovális kifejlődés mellett, erősen lekerekített hatszögletes formát is felvehetnek. Mivel ez a forma az olivin 100, 010, a piroxén 100, esetleg az amfibol 001 szerinti metszetére hasonlít, ezért ezen ásványok reliktumai

feltételezhetőek lennének. E mellett szólna a kloritosodás kialakulása, valamint a foltok belsejében gyakran látható hematit jelenléte is. Ellenérvként azonban fölhozható a foltok bazaltok porfíros elegyrészeire nem jellemző gyakorisága és túlzott mérete, illetve ezek jórészt teljesen legömbölyített alakja. Ezenkívül a klorit nem kötődik kizárólag a foltokon belülre, hanem mindenütt megtalálható, hasonló megjelenéssel. Összességében a foltok porfíros elegyrészként való értelmezése elvethető.

Gondolhatunk még valamilyen szferulitos szövet átalakulására is, hiszen ebben az igen disztálisként értelmezhető peperites fáciesben jellemző lehet a durva (akár 3-5 mm-es átmérőjű szferulitok megjelenése, a párnák szegélyi zónájában (Kiss et al. 2010). Mellette szólhat a kloritos foltok közepén jelenlévő, gyakran a fentebb említett szögletes átalakot felvevő kvarc és az albitosodott földpát, mint központ, amire a plagioklász kristálycsírák ránöhetnek. Ez azért lehet reális megoldás, mivel a Szarvaskői Bazaltban jellemző a porfíros elegyrész mérettartományban megjelenő plagioklász és klinopiroxén előfordulása, ami a teljesen üveges változatokban is gyakori. Ellenérv azonban, hogy a foltok alakja lehet megnyúlt, ami megkérdőjelezi ezt a felvetést (bár utólagos deformációs esemény lehetett rájuk alakoztató hatással).

A hólyagüreges szövetet szintén elvetném, hisz mint már feljebb említésre került, a klorit szinte változatlanul kitölti a rendelkezésre álló üres helyeket, a gránátos gyűrűkön kívül is.

A fluidáramláshoz köthető átalakulási folyamatok jó bizonyítékára lelhetünk a gránátok és a klorit kapcsolatának vizsgálatával. A klorit gyakorlatilag mindenütt alapanyagként funkcionál, a gránát ebbe az alapanyagba települ bele, hol sűrűbben, hol ritkábban. A sűrűsödés a foltok belsejétől, a körülöttük kialakuló gránát-gyűrűk találkozásának sávja felé tart, ott ismét lecsökken, a gránátok bontottak lesznek. Az egyre sűrűsödő gránátokkal körülvett szövet jelentheti a gránátok terjedési és fiatalodási irányát. A foltok közepén található gránát ritkulását, és hiányát, az addig őket létrehozó folyamat elhalása, végül megszűnése okozhatta. Ezzel összhangban áll a gránátokon mért zónásság megfigyelése is, miszerint a sűrűn elhelyezkedő, zónás gránátok peremének összetétele közel megegyezik az egyre ritkábban elhelyezkedő gránátokéval. Ebből arra lehet következtetni, hogy a rendszer dinamikus volt, vagyis az idő előre haladtával a gránátot létrehozó folyamatok körülményei megváltoztak (a mangánban gazdagabb – de alapvetően kalciumos - fluidum egyre inkább vasban lett gazdagabb), és végül a gránát kiválásához kedvezőtlené váltak. A szövet irányítottsága jelezheti a fluidum áramlási irányát; a fő áramlási zónákat a sűrűn elhelyezkedő gránátok jelölhetik ki.

Összefoglalva, értelmezésem szerint a párnabazalt peremi részéről vett minták, a fent leírt analógiák alapján nagymértékben vulkáni üvegből és porfíros elegyrészekből állhattak. A vulkáni üveg teljes mértékben kloritosodott, illetve további átalakulási termékek jelentek meg részben a szulfidos járatok felől érkező fluidumok, részben pedig a tengeraljzati hidrotermás átalakulás hatására.

5.4 A gránátok kialakulása

A gránátok jelenlétének magyarázata a legbizonytalanabb, azonban néhány következtetés levonható:

- a gránát összetétele (kalciumos), a szövetének jellemzői (aprószemcsés és inhomogén elterjedés), valamint az egyéb index-ásványok és szöveti jellemzők hiánya alapján a nagyfokú metamorf fáciesben történő keletkezést kizárhatjuk
- a szarvaskői területen korábbi kutatások által megfigyelt gránátok a tóbérci kőfejtőben a plagiogranit és gabbró határán elsősorban almandinos összetételűek (Embey-Isztin et al. 1985; Aigner-Torres, 1996), ritkábbak és nagyobbak, így ezek genetikájától való elkülönítés szintén javallott
- a befogadó kőzetben, valamint a peperites fáciesben a karbonát hiánya alapján a kontaktmetamorfózis hatására kialakult szkarnosodás folyamatát szintén kizárhatjuk

A gránátok összetétele, zónássága és szöveti tulajdonságai alapján, az ásványok kialakulása feltehetően valamilyen áramló fluidumból való kiválásként kezelhető. E fluidum valószínűleg a kloritos foltok körüli, a kőzetet nagymértékben, ám általában egy irányban átszövő, permeábilisabb zónákban terjedhetett, ami legalábbis erősítette, de lehet, hogy önmagában kialakította a vizsgált párnabazalt jellegzetes szövetét. A gránátok képződési körülményeit meghatározó fluidum tulajdonságai időben változtak, ezért látjuk a zónásságot az ásványokon. Ezek a körülmények valószínűleg térben is változtak, ezért tapasztaljuk a gránátok ritkább elterjedését a kloritos foltok közepe felé és ezért egyezik meg az itt található, nem zónás kristályok összetétele a zónás kristályok peremével.

A kérdés tehát az, hogy mi is ez a fluidum? Megegyezik-e a kőzetet átalakító más fluidumok valamelyikével, és ha nem, mi köztük az időbeli sorrend? Ezen kérdések megválaszolása rendkívül nehéz, bizonytalan, így a következőkben csak néhány lehetőséget vázolnék föl.

Mivel a feltárás egy nem teljes ofiolitos sorozathoz kötődik, így a benne megfigyelt gránátok kapcsán okkal merül föl bennünk az ún. rodingitesedés folyamata. Szorosabb

értelemben véve a rodingitesedés az ofiolitok obdukciójához kötődő folyamat, melynek során az ultrabázitok szerpentinitesedése által felszabaduló kalciumos fluidum átalakítja az ultramafitokkal tektonikus, vagy közvetlen genetikai kapcsolatban álló kőzeteket. Tágabb értelemben véve rodingitesedésnek nevezünk minden kalcium-metaszomatózist, ami ultrabázisos kőzetek szerpentinitesedéséhez illetve bázisos kőzetek egyéb átalakulásához kötött (Coleman, 1977). Ez elsősorban az ofiolitok szubdukciójához kötődik, de egyes írók (Bucher és Frei, 1994; Austrheim és Prestvik, 2008) azonban a rodingitesedést óceánaljzati hidrotermás folyamathoz kapcsolódó folyamatnak gondolják.

A rodingitesedés általános jellemzői korábbi szerzők munkái alapján (Coleman, 1977; Austrheim és Prestvik, 2008; Tsikouras et al., 2009):

- szerpentinitesedett ultrabázitok és bázisos, esetleg intermedier kőzetek határán jön létre
- a metaszomatózis eredményeképpen a rodingit szilíciumban, alkáliákban szegényedik, illetve kalciumban gazdagodik, és elsősorban lúgos környezetben jön létre
- a rodingit jellemző ásványai: kalciumos hidrogránát, epidot, diopszid, klorit, titanit esetleg kalcit, aktinolit

Az általam vizsgált feltárásban talált párnalávák átalakulása ezzel részben egyezik, részben pedig különbségek adódnak. Az egyezés az ásványos összetételben látszik, bár itt is tehető kivétel, a főbb ásványok közül ilyen az epidot, illetve a diopszid. Bár esetünkben nem jelenik meg hidrogránát röntgenpordiffrakciós vizsgálatok alapján, ilyen kivételre találunk analógiát a norvég Leka ofiolitban is (Austrheim és Prestvik, 2008), ahol a rodingit óceánaljzati hidrotermás folyamatokhoz kötődik és nem obdukcióhoz köthető szerpentinesedéshez. Ez utóbbi analógiával a jobb permeabilitású sávok mentén terjedő feltételezett fluidum és e mentén kiváló sűrű gránátok jelenléte is nagy hasonlóságot mutat. Az említett norvég példához hasonlóan a görögországi Orthis ofiolitban talált rodingitekben is feltételezik a tengervíz szerepét (Tsikouras et al., 2009).

A fent leírt rodingit általános jellemzőivel ugyancsak ellentétben áll, hogy a vizsgált feltárásban rendkívül nagy mennyiségben találunk kvarcot. Ez inkább savas közeget jelent és SiO_2 -ben való gazdagodást. Itt meg kell említeni, hogy a kvarc nagy mennyiségű megjelenése elsősorban a hidrotermás cirkulációnak köszönhető, ám ahogy azt a szöveti leírásban is említettem, e kvarcokon a gránát megjelenik, azokat felülírja. Az olyan típusú kvarcerek megjelenése, amikben a gránát nem jelenik meg, a térségben jellemző gyenge alpi metamorfózishoz köthető.

A legnagyobb különbség azonban a korábbi kutatások során vizsgált rodingitek és az általam vizsgált átalakult párnabazaltok között a serpentinitedett ultramafikus kőzetek hiánya. Bár a feltárás feltételezett képződési környezete az egykori tengeraljzat közvetlen környezetében lehetett, ahol ultrabázitok nem fordulnak elő, a párnabazalt összlettel tektonikus kapcsolatban lévő serpentinit is elég volna egy rodingitesedéshez hasonló folyamat beindításához. Azonban ilyen a terepen nem volt megfigyelhető. Bár Szarvaskőn ismerünk wherlites összetételű ultrabázitokat, de ezek csak igen kis mennyiségben fordulnak elő (ezért nevezhető a szarvaskői sorozat nem teljes ofiolitos sorozatnak).

Fontos megemlíteni azonban, hogy mind a fellebb említett norvég példa esetében (Austrheim és Prestvik, 2008), mind pedig Görögországban (Tsikouras et al., 2009) vizsgáltak már olyan ofiolitos sorozatokat, ahol a rodingitesedett kőzet képződésében a tengervíz szerepe is meghatározó, vagy éppen egyeduralgó volt. Ebben az esetben a metasomatizáló fluidum elsősorban tengervíz eredetű volt, a cirkulációs rendszer kialakulása révén nagy mennyiségű bázisos és ultrabázisos kőzetet tudott átmosni, a megtett út során kalciumban erősen dúsult. Ez a fluidum hozhatta létre a kőzetben megfigyelt gránátokat és más átalakulási termékeket. Az itt tapasztalt lúgos pH és a tengervízből származó foszfát-ion képes a cirkónium oldatban való szállítására, majd a kemizmus változásával magas cirkónium-tartalmú ásványok kiválasztására (Tsikouras et al., 2009). Ez egy lehetséges magyarázat lehet a vizsgált feltárásban talált cirkon, baddeleyit, illetve a foszfát-ion révén az apatit megjelenésére is.

Mint látható, az eddigiek során felsorolt hasonlóságok és különbségek alapján, a vizsgált párnabazalt gránátosodása semmiképp sem tudható be a rodingitesedés s.s. eredményének. Mivel sok a közös tulajdonság, ezért egy, a rodingitesedéshez hasonló folyamat feltételezhető, hasonlóan az Austrheim és Prestvik (2008) és Tsikouras et al. (2009) által leírt rodingitesedés s. l. folyamathoz. Az világosnak látszik, hogy egyfajta kalciumban gazdag fluidum hatására bekövetkező metasomatózis történt a területen, ám a kérdés pontos tisztázása mindenképp további kutatásokat igényel.

Javaslatok a további kutatásokra: új terepi megfigyelések és mintavételezés, gránátok alaposabb vizsgálata fluidzárvány vizsgálatokkal, illetve mikroszondás elemzések, különösen a kloritra való tekintettel. E vizsgálatok által információt nyerhetünk az egyes ásványokat létrehozó fluidumok jellemzőiről, így az ásványokat létrehozó folyamat pontosabban rekonstruálható.

6 Összefoglalás

Dolgozatomban, a különböző vizsgálatok során kapott eredmények alapján bemutattam a Szarvaskő település közelében található párnabazaltos feltárás makroszkópos, petrográfiai és ásványtani jellemzőit. A munka során találtam a térségre jellemző, illetve eddig nem tapasztalt jelenségeket is, amiket megfigyeltem, leírtam és értelmezésükre kísérletet tettem.

A jellemző tulajdonságok (mint a párnák között megjelenő finomszemcsés üledékes anyag, a bazaltban megfigyelt óceánaljzati átalakulás nyomai) alapján a feltárás a Szarvaskői Bazalt Formáció részének, valamint a feltárás a felismert peperites fácies alapján egy tengeralatti vulkáni rendszer disztális részének tekinthető.

A szarvaskői térségben eddig nem tapasztalt jelenségek közé tartoznak az egyes párnákban megfigyelt, elsősorban pirittel, kalkopirittel, gipsszel, barittal kitöltött hidrotermás járatok, a körülöttük kialakuló szmektitos, kloritos, kvarcos, prehnites, titanitos, illetve vas-oxihidroxidos átalakulás, valamint a párnákban megjelenő kalcium-tartalmú gránátok jelenléte. Az vizsgálatok és a máshol tapasztalt analógiák alapján az előbbieket egy óceánközepi hátságoknál tapasztalt, akár „fekete füstölgőket” is létrehozó hidrotermás rendszer részének, míg a gránátok megjelenését egy kalcium-metaszomatózis eredményének tekinthetjük. Ez utóbbi folyamat feltételezhető lezajlására fölvázoltam egy elméletet, azonban ez több bizonytalan pontot is magában rejt, így további kutatásokat igényel.

Így a bevezetőben megfogalmazott célok többségét, mint a feltárás petrográfiai és ásványtani jellemzését, tengeralatti vulkáni rendszerbe és a földtani környezetbe illesztését, valamint a kifejlődések átalakulási folyamatainak rekonstruálását sikerült elvégezni, bár egyértelműen látszik, hogy vannak olyan kérdések, amik megválaszolása további kutatásokat igényel.

7 Köszönetnyilvánítás

Ezúton is szeretnék köszönetet mondani elsősorban témavezetőmnek, Kiss Gabriellának, aki saját szabadidejét sem kímélve vállalta el a velünk való munkát, beleértve az egésznapos terepbejárást, az állandó konzultációkat, beszélgetéseket, levelezéseket és a szüntelen kérdésekre válaszolgatásokat. Ezenkívül kiemelt köszönet illeti még Arató Robit, akivel egymást támogatva ezt az egészet végigcsináltam. Köszönettel tartozom dr. Molnár Ferencnek, aki az egész témához való szemléletet és érdeklődést megadta, ráadásul még a távolból is érdeklődött és tanácsokat adott a dolgozathoz. Megköszönöm Bendő Zsoltnak a SEM-EDX vizsgálatokkal és mérésekkel történt munkáját, Tóthné Király Juditnak a röntgen pordiffrakciós vizsgálatok elvégzését, Józsa Sándornak, Weiszbürg Tamásnak a jótanácsait, érdeklődését és segítőkészségét, Németh Tibornak a röntgen pordiffrakciós vizsgálatok kiértékelésénél adott segítségét és az Ásványtani Tanszék minden dolgozójának, beleértve a szakdolgozóknak és doktoranduszoknak minden segítségét, jótanácsait, biztatásait és érdeklődését. Külön kiemelném Tóth Erzsébetet, aki bírálatával, tanácsaival és a képletszámításban adott segítségével rendkívül hálás vagyok. Köszönöm a családomnak, különösen Édesanyámnak, a Bíbiceknek és a barátaimnak, hogy a munka ideje alatt elviselték létezésem szinte megszűnését számukra, és ennek ellenére támogattak.

8 Irodalomjegyzék

AIGNER-TORRES, M. (1996): Petrology and Geochemistry of the Szarvaskő igneous rocks, Bükk Mountains - NE Hungary. -Diplom thesis, University of Vienna, NAWI Faculty, 128p.

AIGNER-TORRES, M., KOLLER, F. (1999): Nature of the magma source of the Szarvaskő complex (NE- Hungary). - Ofioliti, 24, 1-12.

Árváné Sós E., Balogh K., Ravaszné Baranyai L. és Ravasz Cs. (1987): Mezozoós magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein. MÁFI Évi Jelentése az 1985. évről, p. 295-307

Austrheim, H., Prestvik, T., 2008. Rodingitization and hydration of the oceanic lithosphere as developed in the Leka ophiolite, north-central Norway. Lithos 104, 177–198.

BALLA, Z., BAKSA, CS., FÖLDESSY, J., HAVAS, L., SZABÓ, I. (1980): The Tectonic setting of the Ophiolites in the Bükk Mountains (North Hungary). - Geol. Carpath., 31/4: 465-493

Bucher, K., Frey, M., 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin.

Coleman, R.G., (1977): Ophiolites, ancient oceanic lithosphere? Springer-Verlag, Heidelberg, New York.

CSONTOS L. (1995): Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: A review. - Acta Vulcanologica, vol. 7/2, p. 1-13

CSONTOS, L. (2000): A Bükk hegység mezozoós rétegtani újraértékelése (Re-evaluation of the Mesozoic stratigraphy of the Bükk Mts.). - Földtani Közlöny, 130, 1, 95-131

Embey-Isztin, A., Noske-Fazekas, G., Kurat, G & Brandstatter, F. (1985): Genesis of garnets insome magmatic rocks from Hungary. Tshermaks Mineralogische und Petrographische mitteilungen 34, 49-66.

Galley A.G., Hannington M.D., and Jonasson I.R. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. in Goodfellow, W.D., ed Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, p. 141-161.

HAAS, J. (ed.) (2001): Geology of Hungary. - Eötvös University Press, 317 p.

HAAS, J., KOVÁCS, S. (2001): The Dinaric-Alpine connection – as seen from Hungary, Acta Geol Hung, 44/2- 3, 345-362

HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M., KUBOVICS, I. (1996): Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. - Internat Geol Review, 38/4, 336-360.

HÖCK, V. & SCHARBERT, S.: Metabasalts from the central part of the Hohe Tauern (Austria): Genetic implications from Sr-isotope and trace element studies. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 81 (1988), 151–165, Wien 1989.

KISS G., MOLNÁR F., †KOVÁCS S., PALINKAŠ L. A. (2010): Field characteristics and petrography of the advanced rifting related Triassic submarine basaltic blocks in the Jurassic mélange of the Darnó Unit, Central European Geology, 53/2-3, 181-204.

KISS, G., MOLNÁR, F., PALINKAŠ L. A. (2008): Volcanic facies and hydrothermal processes in Triassic pillow basalts from the Darnó Unit, NE Hungary. – Geol. Croat; 61/2-3, 385-394

KISS, G., MOLNÁR, F., PALINKAŠ, L. A., KOVÁCS, S., HRVATOVIĆ, H. (2011): Correlation of Triassic advanced rifting related Neotethyan submarine basaltic volcanism of the Darnó Unit (NE Hungary) with some Dinaridic and Hellenidic occurrences on the basis of volcanological, fluid-rock interaction and geochemical characteristics. - Internat J. of Earth Sci. in press

KOVÁCS, S., HAAS, J., SZEBÉNYI, G., GULÁCSI, Z., PELIKÁN, P., B.-ÁRGYELÁN, G., JÓZSA, S., GÖRÖG, Á., OZSVÁRT, P., GECSE, ZS., SZABÓ, I. (2008): Permo-Mesozoic formations of the Recsk-Darnó Hill area: stratigraphy and structure of the Pre-Tertiary basement of the Paleogene Recsk orefield. - in: Földessy J., Hartai É. (ed.): Recsk and Lahóca Geology of the Paleogene Ore Complex, Geosciences, Publications of the University of Miskolc, Series A, Mining, 73, 33-56

Kubovics I., Szabó Cs., Harangi Sz., Józsa S. (1990) Petrology and petrochemistry of Mesozoic magmatic suites in Hungary and the adjacent areas – an overview. *Acta Geodaet. Geophys. Mont. Hung.* 25: 345–371

KUBOVICS, I., SZABÓ, CS., HARANGI, SZ., JÓZSA, S. (1990): Petrology and petrochemistry of Mesozoic magmatic suites in Hungary and adjacent areas: An overview. - *Acta Geodaet. Geophys. Mont. Hung.* 25/3-4, 345-371.

Lockock, A. J. (2008): An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets, *Computers & Geosciences*, 34, 1769-1780

PALINKAŠ, A. L., BERMANEC, V., BOROJEVIĆ-ŠOŠTARIĆ, S., KOLAR JURKOVŠEK, T., STRMIĆ PALINKAŠ, S., MOLNÁR, F., KNIEWALD, G. (2008): Volcanic facies analysis of a subaqueous basalt lava-flow complex at Hruškovec, NW Croatia – evidence of advanced rifting in the Tethyan domain. *J. of Volc. and Geotherm. Res.* 178, 644-656

PELIKÁN, P. (ed.) (2005): A Bükk-hegység földtana (Geology of the Bükk Mts). - Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 82-92.

PÉNTEK, A., MOLNÁR, F., WATKINSON, D. H. (2006): Magmatic fluid segregation and overprinting hydro- thermal processes in gabbro pegmatites of the Neotethyan ophiolitic Szarvaskő Complex (Bükk Mountains, NE Hungary). - *Geol. Carpath.*, 57, 6, 433-446

SADEK, G. D., ÁRKAI, P., NAGY, G. (1996): Alpine polyphase metamorphism of the ophiolitic Szarvaskő Complex, Bükk Mountains, Hungary. - *Acta Mineral. Petrol.* 37, 99-128.

Teagle, D.A.H. and Alt, J.C. (2004) Hydrothermal alteration of basalts beneath the Bent Hill massive sulfide deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. *Economic Geology*, 99, (3), 561-584.

Tsikouras, B., Karipi, S., Rigopoluos, I., Perraki, M., Pomonis, P., Hatzipanagiotou, K. (2009): Geochemical processes and petrogenetic evolution of rodingite dykes in the ophiolite

9 Mellékletek

Mintaszám	Minta	Vizsgálatok
SZK110714.1/A	szulfidos járatokból vett törmelék	
SZK110714.1/B	szulfidos járatokból vett törmelék	
SZK110714.1/C	szulfidos járatok fala	vékonycsiszolat, XRD
SZK110714.2/A	szulfidos járatokból vett törmelék	
SZK110714.2/B	szulfidos járatok fala	
SZK110714.2/C	szulfidos járatok mellett található, átalakult bazalt	vékonycsiszolat
SZK110714.3	párnák közti anyag	vékonycsiszolat, XRD
SZK110714.4	párnabazalt	vékonycsiszolat, XRD, SEM+EDS
060808.1	szulfidos járatokból vett törmelék	
060808.2	párnabazalt	vékonycsiszolat, SEM+EDS
060808.3	szulfidos törmelék	polírozott ércpogácsa, SEM+EDS
060808.4	dolerit	vékonycsiszolat

1. melléklet Minden minta jellemzőit kézinagyító és sztereomikroszkóp segítségével leírtam, továbbá egyes mintákból polarizációs mikroszkópos vizsgálat céljára vékonycsiszolatokat készítettem, illetve pásztázó elektronmikroszkópos (SEM+EDS) és röntgen pordiffrakciós (XRD) mérések is készültek.

060808.3		
	Barit	Jarosit
K ₂ O	0,00	9,59
Fe ₂ O ₃	0,00	49,74
BaO	73,03	0,00
SO ₃	26,97	35,13
Total	100,00	94,46
Képletek Oxigénszáma normalva		
K ₂ +		0,95
Fe ₃ +		2,91
Ba	1,28	
S	0,91	2,05
O	4	11

SZK110714.4			
	albit	chl	titanit
MgO	0	10,83	0
Al ₂ O ₃	19,87	16,37	3,57
SiO ₂	69,47	29,14	30,52
CaO	0,00	0,56	28,36
FeO	0,00	31,75	0
K ₂ O	0,00	0,00	0
MnO	0,00	1,35	0,84
Fe ₂ O ₃	0	0	3,86
Na ₂ O	10,56	0	0
TiO ₂	0	0	32,85
Total	100	90	100
Oxigénszáma normalva			
Mg	0,00	1,23	0,00
Al	1,02	1,47	0,14
Si	3,01	2,21	1,00
Ca	0,00	0,05	1,00
Fe ₂ +	0,00	2,02	0,00
K	0,00	0,00	0,00
Mn ₂ +	0,00	0,09	0,02
Fe ₃ +	0,00	0,00	0,10
Na	0,90	0,00	0,00
Ti ₄ +	0,00	0,00	0,81
Oxigén	8,00	14,00	5,00

SZK110714.4					060808.1
	ph1	ph2	sp	cpy	
Ni	1,06	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0,55	0
Fe	76,98	64,98	10,7	32,85	
Cu	0	0	3,05	36,03	
Zn	0	0	55,38	0	
S	21,96	35,02	30,33	31,11	
TOTAL	100	100	100,01		
Képletek					
Cu	0,00	0,00	0,05	1,17	
Fe	2,01	1,07	0,20	1,21	
Ni	0,03	0,00	0,00	0,00	
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	
Zn	0,00	0,00	0,90	0,00	
S	1,00	1,00	1,00	2,00	

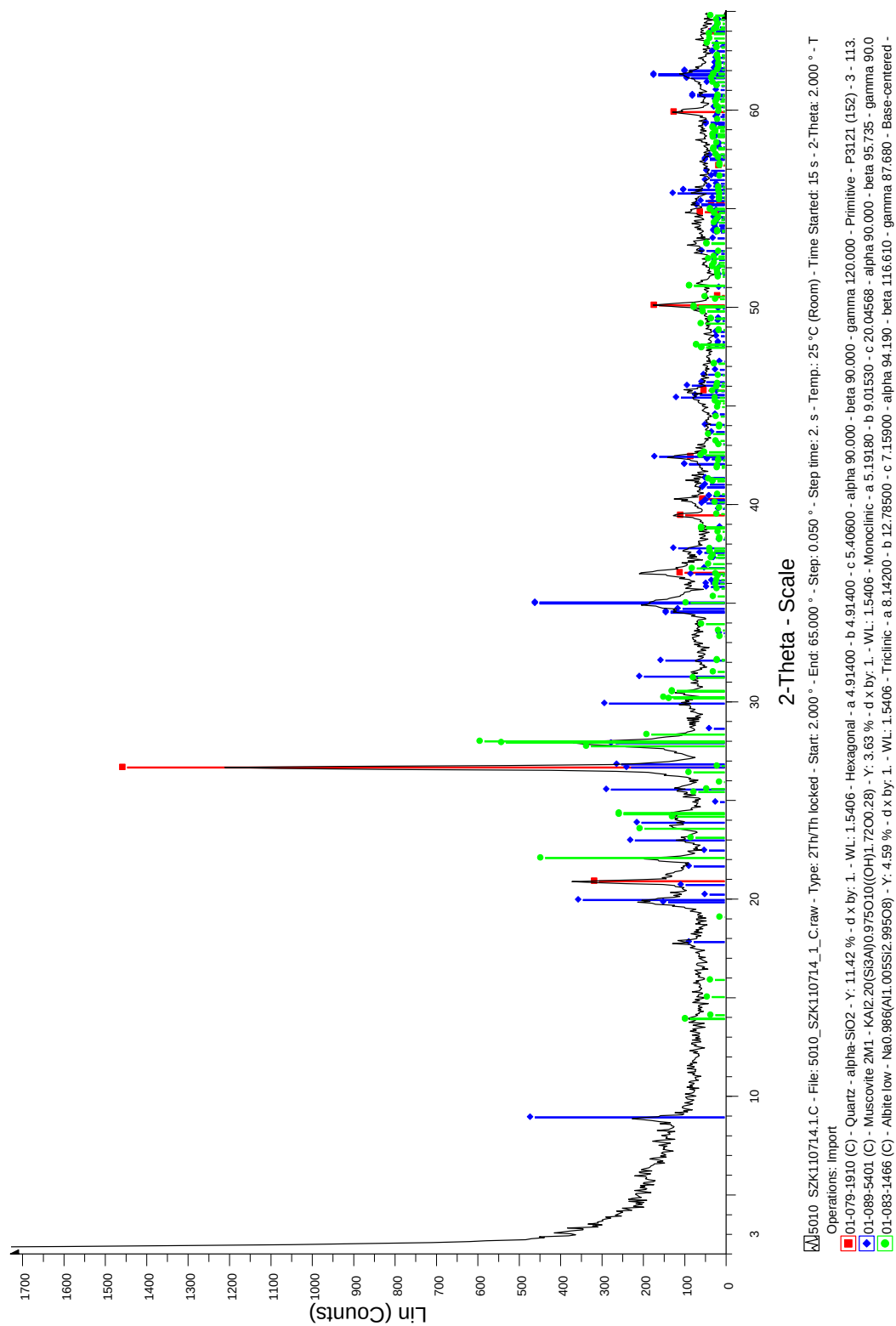
2. melléklet A SEM-EDX-en mért egyéb ásványok tömegszázalékos (szulfátok és szilikátok), vagy atomszázalékos (szulfidok) összetétele, valamint az ebből számolt képletek, leölve a mintaszámot. A szilikátok és a szulfátok képleteit oxigénszáma normalva, a szulfidokét a kén anionszámára normaltam.

Ásványok: barit, jarosit, albit, klorit (chl), pirrhotin (ph1 és 2), szfalerit (sp), kalkopirit (cpy)

szöveti helyzet	Minta azonosító: SZK070414.4											Minta azonosító: 060802.2										Átlag		
	Homogén		Belső rész		Peremi rész		Homogén		Belső rész			Homogén, ritkább szövet		Sűrűbb, inhomogén										
	Gránát1	Gránát2	Gránát3	Gránát4	Gránát5	Gránát6	Gránát7	Gránát8	Gránát9	Gránát10	Gránát11	Gránát12	Gránát1	Gránát2	Gránát3	Gránát4	Gránát5	Összes	Homogén	Inhomogén, belső rész				
mérés azonosító																								
Ca	1.94	1.96	1.96	1.96	1.96	1.85	1.72	1.72	1.70	1.93	1.70	1.66	2.16	2.07	2.07	2.07	1.64	1.89	2.00	1.77				
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.13	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05				
Fe ²⁺	0.49	0.42	0.42	0.32	0.32	0.56	0.43	0.43	0.52	0.09	0.42	0.00	0.90	0.97	0.97	0.94	0.47	0.49	0.66	0.32				
Mn ²⁺	0.87	0.86	0.86	0.89	0.89	0.90	1.25	1.25	1.07	1.00	1.24	1.21	0.83	0.85	0.85	0.85	1.32	1.00	0.87	1.13				
Összes torzult hevedéres:	3.30	3.24	3.24	3.17	3.17	3.31	3.41	3.41	3.29	3.15	3.36	3.03	3.89	3.89	3.89	3.86	3.43	3.40	3.52	3.27				
Al	1.05	1.08	1.08	1.02	1.02	1.20	1.60	1.60	1.25	1.44	1.44	1.67	1.60	1.17	1.24	1.24	1.53	1.43	1.32	1.46				
Fe ³⁺	0.60	0.63	0.00	0.76	0.00	0.44	0.00	0.00	0.42	0.38	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.22	0.27	0.18				
Mn ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ti ⁴⁺	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03				
Összes ortotéderes:	1.70	1.76	1.12	1.83	1.07	1.69	1.59	1.63	1.71	1.85	1.64	1.97	1.11	1.11	1.27	1.14	1.57	1.53	1.41	1.66				
Si	3.06	3.05	3.05	3.03	3.03	3.07	3.09	3.09	3.06	3.03	3.09	3.00	3.22	3.22	3.22	3.21	3.10	3.09	3.12	3.06				
Al																								
Összes tetraéderes:	3.06	3.05	3.05	3.03	3.03	3.07	3.09	3.09	3.06	3.03	3.09	3.00	3.22	3.22	3.22	3.22	3.10	3.09	3.12	3.06				
Összes kation:	8.06	8.05	7.41	8.03	7.27	8.07	8.09	8.13	8.06	8.03	8.09	8.00	8.22	8.22	8.38	8.21	8.10	8.03	8.06	7.99				
Összes vas:	1.09	1.05	0.42	1.07	0.32	1.00	0.39	0.43	0.94	0.48	0.37	0.33	0.83	0.81	0.97	0.54	0.55	0.67	0.85	0.49				
Oxidált kation (Fe ³⁺ , Mn ³⁺)	0.60	0.63	0.00	0.76	0.00	0.44	0.00	0.00	0.42	0.38	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.23	0.27	0.18				

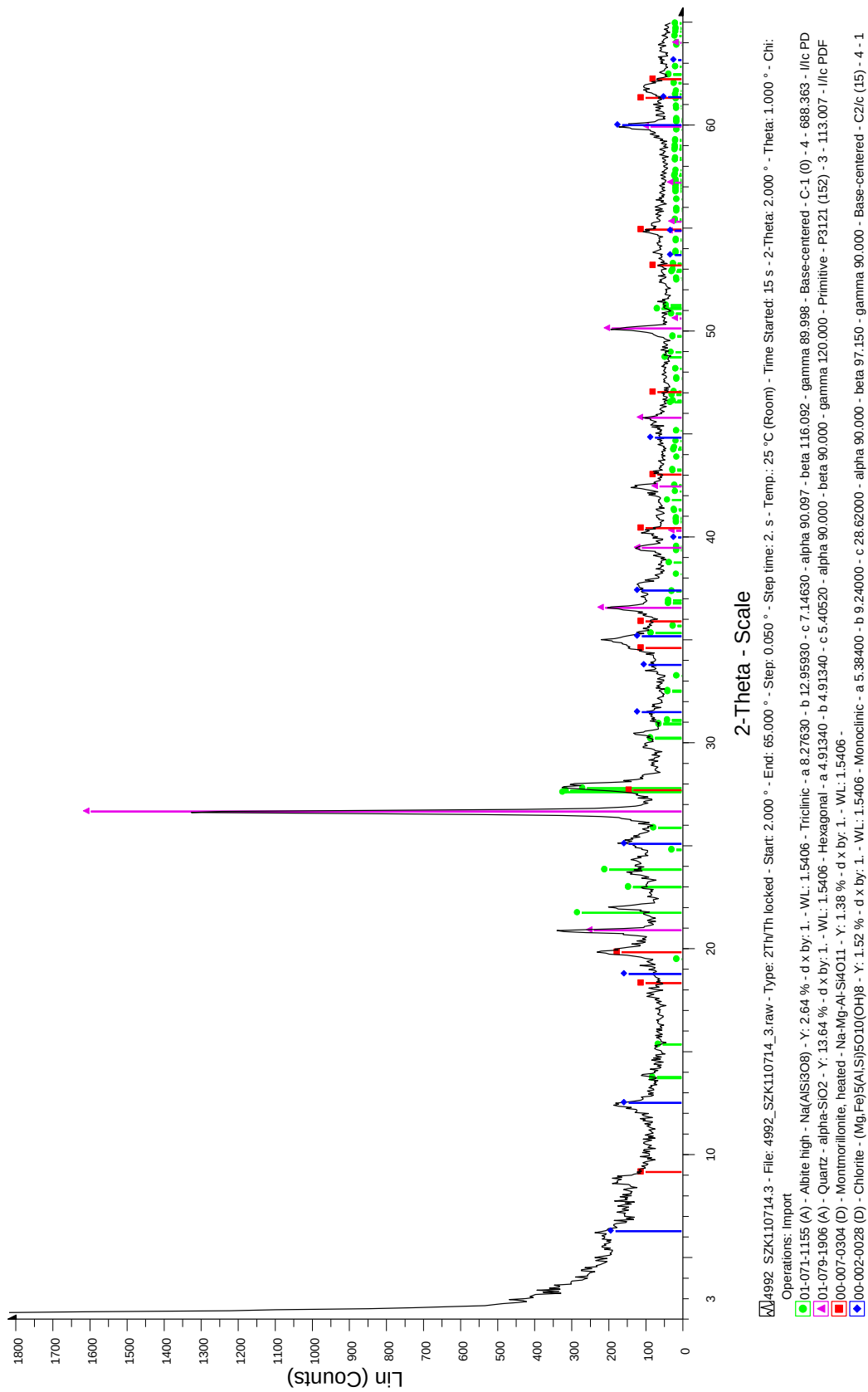
3. melléklet A gránátok számolt képlete, a tömegszázalékos mérések alapján. Itt a számítás alapja: normálás 3 tetraéderes Si-ra, oxigén tartalom normálása 12-re Fe2+ => Fe3+, majd Mn2+ => Mn3+ oxidációval. Mivel Si mindenhol kitölti a tetraéderes pozíciót, így a gránátok hidrogrosszulár komponense nem valószínűsíthető.

5010 SZK110714.1.C



4. melléklet Az SZK110714.1.C jelzésű minta röntgen pordiffrakciós felvétele (lyukacsos járatfal)

4992 SZK110714.3



5. melléklet Az SZK110714.3-as számú minta röntgen pordiffrakciós felvétele

